Jahrb. Geol. BA. Band 121, Heft 1 S. 1–121 Wien, Oktober 197
--

# Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins

Von Thilo Bechstädt \*)

Mit 17 Abbildungen

Drauzug Perm Trias Stratigraphie Paläogeographie Palinspastik Ostalpin Südalpin

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 179, 180, 182, 195--205, 211-213

.

.

.

"Der Schlüssel zum Verständnis des alpidischen Bauplanes liegt in der lapidaren Tatsache, daß über das Schicksal der Alpen in alpidischer Zeit in erster Linie Beschaffenheit und Stellung der Sedimentgesteine der alpidischen Ära Auskunft geben können ...."

Alexander Tollmann (1963 : 2)

# Inhalt

Zus	amn	nenfa	ssung			•	• •	• •	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		3
Abs	trac	t.	• •	• • •	•	•	• •		•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	4
Dar	ık	• •	• •		•	•		•	•	•	•	•	•			•	•	• .	•	•	•	•	5
<b>1.</b> 2	Einl	eitun	g und	Proble	mste	ellu	ng .				•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	6
2. Erforschungsgeschichte															•	10							
3. Stratigraphie und Paläogeographie des Drauzuges														•	12								
	3.1	Vari	scische	und p	räva	rise	cisch	e A	bfo	olge	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	12
	3.2	Post	variscis	che Ti	ans	gres	ssion	is-Se	erie	•		•		•	•		•	•	•	•		•	14
		3.21	Konti	nental	letr	itisc	hes	Per	rm	(L	iege	end	e	Ser	ie	se	nsu	l ľ	ЛЕ	DEI	<b>X</b> -		
			MAYR,	1975)	•	•		•	•		•	•			•	•	٠	• 40			٠		14
		3.22	Perme	oskyth	San	dst	ein	(H	ang	gend	le	Ser	ie	se	ensu	1	Nn	EDĘ	ERM	AY	R,		
			1975)	• •	•				•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	٠	•	16
		3.23	Werfe	ener Sc	hich	ten			•	•	•	•	•	•.	•	•	•	•	•	•	٠	•	19
		3.24	Paläo	geogra	phie	e de	er P	Postv	vari	iscis	che	n T	Γra	ins	gre	ssic	ons	-Se	rie	•	•	•	20
	3.3	Serie	n der	Mittelt	rias	•			•		•	•	•	•	•		•	٠	•	•	•	•	22
		3.31	"Alpi	ner M	usch	elk	alk"		•	•	•	•	•	•	•	٠	•	٠	•	•	•	•	22
			3.311	Flase	r-W	urs	telka	alk-]	Fol	ge (	(Vir	glo	pria	ıka	lk)	•	•	•	٠		•	ŧ	24
			3.312	Gipst	ühr	end	e Te	onsc	hie	fer	unc	J D	)ol	om	ite	•	•	•	•	.•	•	•	25
			3.313	Sands	stein	L	• •			•		•	•	•	•	•	•.	•	•	•	•	•	25
			3.314	Knol	lenk	alk	-Fol	ge			•	•	•	•	•	•	•		•	•		•	26
			3.315	"Dol	omit	tisch	nes Z	Źwis	sche	enni	vea	u"	("	Zw	visc	hei	ndo	lor	nit	")	•	•	27
		3.32	Paläo	geogra	phie	e de	es "	Alp	ine	n N	/lus	chel	lka	lke	es"				•	•		•	29

D-4300 Essen.

<sup>\*)</sup> Anschrift des Verfassers: Dr. THILO BECHSTÄDT, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität, Luisenstraße 37, D-8000 München 2. Jetzt: DEMINEX, Postfach 332,

Bez 5.1 5.2	4.52       Gebiet des Jaggl und von Plawen       83         4.53       Das Brenner-Permomesozoikum       83         4.54       Die Permotrias von Mauls und Stilfes       85         4.55       Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach       85         4.55       Das Stangalm-Permomesozoikum       85         4.57       Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul       87         iehungen des Drauzuges zum Südalpin       88         Problemstellung       88         Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der südalpinen Permotrias       88	- ;; ; ; ; ;
Bez 5.1 5.2	4.52       Gebiet des Jaggl und von Plawen       83         4.53       Das Brenner-Permomesozoikum       83         4.54       Die Permotrias von Mauls und Stilfes       85         4.55       Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach       85         4.55       Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach       85         4.56       Das Stangalm-Permomesozoikum       85         4.57       Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul       87         iehungen des Drauzuges zum Südalpin       88         Problemstellung       88         Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der südalpinen Permo-	
Bez 5.1	4.52       Gebiet des Jaggl und von Plawen       83         4.53       Das Brenner-Permomesozoikum       83         4.54       Die Permotrias von Mauls und Stilfes       85         4.55       Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach       85         4.56       Das Stangalm-Permomesozoikum       85         4.57       Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul       87         iehungen des Drauzuges zum Südalpin       88         Problemstellung       88	- 
Bez	4.52       Gebiet des Jaggl und von Plawen       83         4.53       Das Brenner-Permomesozoikum       83         4.54       Die Permotrias von Mauls und Stilfes       85         4.55       Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach       85         4.56       Das Stangalm-Permomesozoikum       85         4.57       Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul       87         iehungen des Drauzuges zum Südalpin       88	- 
	4.52       Gebiet des Jaggl und von Plawen       83         4.53       Das Brenner-Permomesozoikum       83         4.54       Die Permotrias von Mauls und Stilfes       85         4.55       Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach       85         4.56       Das Stangalm-Permomesozoikum       85         4.57       Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul       87	- 
	4.52Gebiet des Jaggl und von Plawen834.53Das Brenner-Permomesozoikum834.54Die Permotrias von Mauls und Stilfes854.55Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach854.56Das Stangalm-Permomesozoikum854.57Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und	- 
	4.52Gebiet des Jaggl und von Plawen834.53Das Brenner-Permomesozoikum834.54Die Permotrias von Mauls und Stilfes854.55Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach854.56Das Stangalm-Permomesozoikum85	- 
	4.52Gebiet des Jaggl und von Plawen834.53Das Brenner-Permomesozoikum834.54Die Permotrias von Mauls und Stilfes854.55Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach85	- 
	4.52       Gebiet des Jaggl und von Plawen       83         4.53       Das Brenner-Permomesozoikum       83         4.54       Die Permotrias von Mauls und Stilfes       85         4.55       Die Permotrias von Mauls und Stilfes       85	- 
	4.52 Gebiet des Jaggl und von Plawen	- 5 5
	4.52 Gebiet des Jaggl und von Plawen	- ; ;
	4.52 Gebiet des Jagel und von Plawen 83	-
	4.51 Engadiner Dolomiten und Ortler	•
4.5	Das mittel- und oberostalpine Permomesozoikum der Zentralalpen . 81	
	getrennt?	)
4.4	Waren Drauzug und Nördliche Kalkalpen durch eine Schwelle	
	Kalkalpen dar?	}
4.3	Stellt der Drauzug die ehemalige Westfortsetzung der Nördlichen	
	westlichen Nördlichen Kalkalpen	5
4.2	Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der Permotrias der	
	4.13 Modell C	i
	4.12 Modell B	ŀ
	4.11 Modell A	ł
4.1	Problemstellung	
Die	Stellung des Drauzuges innerhalb der Ostalpen	
J.J D:	Stallung die Deutsche Adjoige der Lienzer Dolomiten	
35	Jurgesisch-kratazische Abfelge der Lienzer Delemiten 71	•
	Schichten 70	1
	3.46 Paläogeographie von Hauntdolomit Plattenkalk und Kössener	
	3.45 Kössener Schichten	,
	3.44 Plattenkalk	;
	3.434 Bituminöser Hauptdolomit	;
	3.433 Heller, grob gebankter Hauptdolomit	ł
	dolomit	ł
	3.432 Bräunlicher, feingeschichteter und laminierter Haupt-	
	3.431 Zur Liegendgrenze des Hauptdolomites 63	6
	3.43 Hauptdolomit	
	3.42 Paläogeographie der Raibler Schichten	·
	3.414 Die Kaibler Schichten der Lienzer Dolomiten	
	5.415 Die Kalbier Schichten der westlichen Galitaler Alpen 56	
	3.412 Die Kaldier Schichten der Ostlichen Galitaler Alpen 56	•
	2 412 Die Raibler Schichten der Nordkarawanken	,
	3 411 Die Beihler Schichten der Nordkanswenken	ŕ
2.7	3 41 Raibler Schichten (Bleiberger Schichten)	
3.4	Serien der Obertrias	, )
	nachschichten und Buntkalk"	
	3.38 Paläogeographie von Wettersteinkalk, "Fellbacher Kalk" Part-	
	3.376 Plattendolomite	5
	3.375 Grüne Schichten	5
	3.374 Diploporendolomite	ł
	3.373 Übergangsbildungen zum "Fellbacher Kalk" 44	ŀ
	3.372 Wetterstein-Lagunenkalk	5
	3.371 Wetterstein-Riffkalk	
	3.37 Wettersteinkalk	)
	3.36 Partnachschichten	)^
	3.35 "Fellbacher Kalk"	7
	3.34 "Buntkalke" (sensu Colins & Nachtmann, 1974) 35	;
	3.33 Mitteltriadische Vulkanite	ŀ
	3.4 3.5 Die 4.1 4.2 4.3 4.4 4.5	<ul> <li>3.33 Mitteltriadische Vulkanite</li></ul>

6.	Die	Po	osit	ion	des	I	Dra	uzı	ıges	zu	Ost	- u	ind	Sü	dalı	oin			-		•	95
Lit	eratu	ır															•					107

#### Abbildungen

Abb.	1.	Geographische Übersicht des Drauzuges	7
Abb.	2.	Profil der Postvariscischen Transgressions-Serie	17
Abb.	3.	Lage der Hochzonen, Mächtigkeit der Beckensedimente während	
		des Anis und Ladin	28
Abb.	4.	Standardprofil des "Alpinen Muschelkalkes" und der Wetterstein-	
		kalk-"Fellbacher Kalk"-"Buntkalk"-Entwicklung	30
Abb.	5.	Paläogeographische Schnitte während des Anis	31
Abb.	6.	Stratigraphisches Schema der Trias von Gailtaler Alpen und	
		Lienzer Dolomiten, Angabe der zugrunde liegenden Profile	32/33
Abb.	7.	Profile der "Buntkalke" der Dobratsch-Südseite	36
Abb.	8.	Riff-Lagunenausbildung an der Seeräuberküste des Persischen	
		Golfes	48
АЬЬ.	9.	Faziesentwicklung im Ladin sowie im unteren Karn (Cordevol)	
		der östlichen Gailtaler Alpen	50
Abb. 1	0.	Paläogeographische Schnitte zwischen oberem Anis und unterem	
		Karn (Cordevol)	51
Abb. 1	1.	Idealprofil der Raibler Schichten	53
Abb. 1	2.	Skizzen zur Faziesentwicklung und Paläogeographie der Raibler	
		Schichten	58
Abb. 1	3.	Profile aus Plattenkalk und Kössener Schichten sowie Faziesver-	
		teilung im Großzyklus A der Kössener Schichten	68
Abb. 1	4.	Profile der jurassisch-kretazischen Abfolge der Lienzer Dolomiten .	72
Abb. 1	5.	Palinspastisches Schema der westlichen und zentralen Ostalpen nach	
		Tollmann	73
Abb. 1	6.	Palinspastisches Schema der westlichen und zentralen Ostalpen nach	
		Ткёмру	73
Abb. 1	l7.	Palinspastischer Rekonstruktionsversuch des Ost- und Südalpins —	
		eine Arbeitshypothese	96

#### Zusammenfassung

Die Faziesentwicklung der permischen und triassischen Sedimente des Drauzuges kann nur bei der Annahme eines weiter im N gelegenen Abtragsgebietes und eines im S anschließenden offener marinen Bereiches erklärt werden. Im nördlichen Teil des Drauzuges treten beispielsweise wesentlich klastischere Sedimente auf, hier können aber auch abgeschnürte (und teilweise evaporitische) Beckenbereiche beobachtet werden. Für diese mitteltriadischen, meist plattigen Kalke wird der Name "Fellbacher Kalk" neu eingeführt. Am Nordrand des Südbeckens hingegen erfolgte teilweise Riffwachstum, die Riffe stießen in die im S anschließenden und besser durchlüfteten Beckenbereiche vor. Aber auch Hinweise auf hier stärkere Wasserbewegung sind gegeben (Oolithe der Raibler Schichten usw.).

Drauzug und Nördliche Kalkalpen: Der Südteil der Nördlichen Kalkalpen zeigt ähnliche Faziesentwicklungen wie der Süden des Drauzuges. Aus diesem Grund kann der auf größeren Landeinfluß hindeutende Nordabschnitt des Drauzuges hier nicht angeschlossen werden. Zwei Modelle der ursprünglichen Anordnung erscheinen denkbar:

a) Zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug lag ein Schwellenbereich ("Mittelostalpin"?). In diesem Fall müßte der Ablagerungsbereich der Nördlichen Kalkalpen eine sehr große Breite besessen haben, um beispielsweise im ganzen Gebiet, bis in den äußersten W, Riffwachstum zu ermöglichen. Der südliche Teil dieses breiten Ablagerungsraumes müßte dann in der Folge verlorengegangen sein. Die südlich anschließende Schwellenzone würde, dieser Annahme folgend,

1\*

das Liefergebiet der meisten klastischen Sedimente des Drauzuges darstellen. Schwierig erklärbar wären die Parallelentwicklungen der Fazies in Nördlichen Kalkalpen und Drauzug einerseits, im Mittel- und Unterostalpin (sensu TOLLMANN) andererseits.

b) Der Drauzug stellt die ehemalige Westfortsetzung der Nördlichen Kalkalpen dar, für die heutige Trennung ist vor allem eine großräumige Lateralverschiebung verantwortlich. Zahlreiche Faziesbeziehungen zwischen westlichen Nördlichen Kalkalpen und östlichem Drauzug weisen auf dieses Modell als die wahrscheinlichere Lösung hin.

Drauzug und Südalpen: Die Faziesentwicklung der permischen und triassischen Sedimente des Drauzuges läßt vielfach auf einen ehemals im S anschließenden, etwas tieferen bzw. offener marinen Bereich schließen. Derartige Sedimentabfolgen treten in dem Teil des Südalpins auf, der auch heute im S des Drauzuges gelegen ist. Aus diesem Grund wird hier ein Faziesübergang angenommen, ein vermittelnder Bereich ging möglicherweise durch eine Überschiebung des Südalpins über einen Teil des nördlichen Vorlandes verloren. Diese Auffassung harmonisiert mit geophysikalischen Daten, die noch in Gebieten einige Zehnerkilometer südlich der Periadriatischen Naht eine größere Mächtigkeit leichten Krustenmaterials zeigen. Die Judicarien-Linie könnte, dieser Vorstellung folgend, das Westende des überschiebenden Südalpins darstellen. Eine Lateralverschiebung entlang der Periadriatischen Naht wird aus diesem Grund abgelehnt.

Der Drauzug und seine Beziehungen zu Ost- und Südalpin: Nach einer kurzen Diskussion der Faziesentwicklung des "Mittelostalpins" und einer Besprechung der unterostalpinen Einheiten wird ein palinspastisches Arbeitsmodell vorgestellt. Diesem Modell folgend lag der Drauzug im W der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Im N der Kalkalpen wird das Unterostalpin (sensu TOLLMANN) angenommen, nördlich und westlich des Drauzuges das Mittelostalpin. In N-S-Profilen liegen in diesem Modell Unter- und Mittelostalpin also nebeneinander und nicht hintereinander. Im S des Drauzuges bzw. des westlichen "Mittelostalpins" schließen die Südalpen an.

Lateralverschiebungen und die Entwicklung des mediterranen Raumes: Die Vorstellung großräumiger Seitenverschiebungen wurde in neuerer Zeit schon von anderen Autoren vertreten (BOSELLINI, TRÜMPY), Lateralverschiebungen könnten auch in Teilen der Karpaten abgelaufen sein ("oberostalpine" Konglomerate innerhalb der Pieninischen Klippenzone!). Diese Transversalstörungen fügen sich zwanglos ein in neuere plattentektonische Modelle des mediterranen Raumes (z. B. W. FRISCH). Diese Vorstellung wird auch gestützt durch paläomagnetische Daten, die unterschiedliche Drehungsbeträge und -richtungen in einzelnen Teilen der "Adriatischen Platte" anzeigen. Diese Diskrepanz wäre durch gekrümmt verlaufende Transversalstörungen erklärbar.

#### Abstract

The facies-development of the Permian and Triassic series of the Drau Range requires a denudation-area in the north and an open marine basin in the south. In the northern part of the Drau Range, for instance, a higher clastic influence can be observed but also restricted (and partly evaporitic) basins. For these Middle Triassic platy limestones the term "Fellbacher Kalk" is introduced.

On the other hand on the north side of the southern basin reef development started locally and extended into the adjoining and better aerated former basin area in the south. There are indications of considerable water energy here too (Ooliths of the Raibl beds, etc.).

Drau Range and Northern Calcareous Alps: The southern part of the Northern Calcareous Alps shows facies developments similar to those in the south of the Drau Range. For this reason the northern part of the Drau Range, which shows repeated signs of terrestrial influence, cannot be connected with the southern part of the Northern Calcareous Alps. Two models of the original arrangement appear possible:

a) a rise (Middle East Alpine?) lay between the Northern Calcareous Alps and the Drau Range. Assuming this, the depositional area of the Northern Calcareous Alps, situated in the north of the rise, must have extended very widely to have enabled reef growth in the whole area, including the far west. The southern part of this region must have been overthrusted during ensuing alpidic orogeny. Following on from this the above mentioned rise must have supplied the clastic sediments in the Drau Range. The parallelities in the facies development of Northern Calcareous Alps and Drau Range on the one hand and between the Middle and Lower East Alpine sections on the other hand would be difficult to explain. If the rise did not correspond with the Middle East Alpine, it must have been completely overthrusted which is hardly to believe.

b) The Drau Range is the former western continuation of the Northern Calcareous Alps, both have a more open marine facies development in the south. The northern part of both areas is influenced by a rise (Middle East Alpine, Lower East Alpine, Penninic unit). A widespread sinistral transform fault was responsible for the present separation. This model would seem to be the more probable as is indicated by several distinct facies relations between the western part of the Northern Calcareous Alps and the eastern Drau Range.

Drau Range and Southern Alps: The more open marine basin-facies in the south of the Drau Range, mentioned above, can be found also in the South Alpine unit, situated across the Periadriatic lineament. Because this area is situated also today in the south of the Drau Range a former facies transition between these two sedimentation areas is assumed; an intervening part may have been lost by an overthrust of the South Alpine unit on parts of the northern foreland. This opinion harmonizes well with the geophysical data which show a considerable thickness of light crustal material even in areas several kilometers south of the Periadriatic lineament. Persuing this line of thought the Judicarian fault may therefore represent the western end of the overthrusting South Alpine. A lateral displacement along the Periadriatic lineament is therewith rejected.

Relations of the Drau Range with the East and South Alpine unit: The facies development of the Middle East Alpine unit shows great similarities with those of the western part of the Drau Range. According to the herewith presented palinspastic working model the Drau Range was once situated in the east and south of the Middle East Alpine as the western prolongation of the Northern Calcareous Alps. The Lower East Alpine (sensu TOLLMANN) has been arranged in the north of the Northern Calcareous Alps, adjoining the Middle East Alpine unit on the eastern side (compare fig. 17); both were siuated in an east-west and not in a north-south succession. The Southern Alps were south of the Drau Range and of the western part of the Middle East Alpine.

Lateral displacements and the evolution of the Mediterranean region: The idea of huge transform-faults within the "Adriatic plate" has been presented by several authors in the last years (e.g. BOSELLINI, TRÜMPY). Lateral displacements may also have occured in parts of the Carpathian Mountains ("Upper East Alpine" conglomerates within the Pieninic klippe-belt). Transform faults within the "Adriatic plate" fit in well with modern concepts of plate tectonics of the Mediterranean area (e.g. W. FRISCH, CHANNEL & HORVATH). Paleomagnetic data support this opinion too. They show different amounts and directions of rotation within parts of the "Adriatic plate". Curved transform-faults may explain this discrepancy within the paleomagnetic data.

#### Dank

Diese Arbeit stellt eine (geringfügig ergänzte) Habilitationsschrift beim Fachbereich Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München dar. Ich danke allen, die mir beim Zustandekommen der Arbeit geholfen haben. Für die Durchsicht des Manuskriptes, kritische Anmerkungen und Diskussion der Ergebnisse bin ich den Herren Prof. Dr. K. SCHMIDT und Prof. Dr. D. HERM, beide München sowie Prof. Dr. R. TRÜMPY, Zürich, zu besonderem Dank verpflichtet. Den Herren Dr. W. BUGGISCH, Darmstadt, Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH und Dr. F. K. BAUER, beide Wien, danke ich für Führungen in ihren Arbeitsgebieten. Den Herren Dr. R. BRANDNER und Prof. Dr. H. MOSTLER, beide Innsbruck, Dr. H. Bögel und Dr. E. OTT, beide München, bin ich für Diskussion von Teilergebnissen sowie für einige Literaturhinweise zu Dank verbunden. Für Hinweise bezüglich paläomagnetischer Daten schulde ich Dank den Herren Prof. Dr. H. SOFFEL, München sowie Doz. Dr. H. J. MAURITSCH, Leoben; Herrn Dr. H. GEBRANDE, München, verdanke ich Auskünfte zum Krustenmodell der Ostalpen. Kollegen Dr. B. LAMMERER danke ich für kritische Diskussion einer früheren Fassung des palinspastischen Schemas, Kollegen Dr. R. HÖLL verdanke ich einige Hinweise. Bei Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN und Doz. Dr. W. FRANK, beide Wien, bedanke ich mich für kritische Diskussion anläßlich eines Vortrages in Wien. Zu Dank verbunden bin ich auch Frau H. FELSKE, München, für die Reinzeichnung zablreicher Abbildungen.

Nicht zuletzt schulde ich Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft für großzügige finanzielle Unterstützung (Projekte Be 641/1-5). Auch dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Drauzug Projekt, Univ. Innsbruck) bin ich zu Dank verpflichtet.

# 1. Einleitung und Problemstellung

Der Drauzug setzt sich (von W nach E) aus den Gebirgszügen der Lienzer Dolomiten, der Gailtaler Alpen und der Nordkarawanken zusammen (HERITSCH & KÜHN: in SCHAFFER, 1951, S. 262). Der Gebirgszug reicht von etwa Abfaltersbach (Osttirol) im W bis Slovenjgradec (Windischgraz) im E. Die Nordgrenze wird von der Drau, die Südgrenze von der Periadriatischen Naht gebildet. Stratigraphisch gesehen handelt es sich um eine Kristallinbasis, Reste von marinem Paläozoikum, die "Postvariscische Transgressions-Serie", Mittel- und Obertrias, Reste von Jura und Kreide sowie kleine Tertiärvorkommen.

Eine geographische Übersicht, in der alle in dieser Arbeit erwähnten Lokalnamen innerhalb des westlichen Drauzuges aufgeführt sind, gibt Abb. 1. Die Lage der Lokalitäten außerhalb des Drauzuges kann zumeist aus dem palinspastischen Schema (Abb. 17) entnommen werden.

Nachdem um die Jahrhundertwende (TERMIER, 1903) erkannt worden war, daß die Nördlichen Kalkalpen fremdem Untergrund aufliegen und wohl südlich der Hohen Tauern zu beheimaten sind, wurde der Drauzug vielfach als Bestandteil einer alpinen Wurzelzone gedeutet, oder abschwächend als wurzelnah hingestellt (TERMIER, 1903; KOBER, 1938; TOLLMANN, 1963): dementsprechend wird der Drauzug, zusammen mit den Nördlichen Kalkalpen, als Teil des Oberostalpins angesehen (u. a. TOLLMANN, 1963). Mit dem Begriff "Wurzelzone" folgt man den Vorstellungen, die im Penninikum der Westalpen entwickelt wurden, ohne daß aber eine vergleichbare Steilstellung oder Metamorphose der Sedimente des Drauzuges gegeben wäre.

Entsprechend dieser gemeinsamen Zuordnung zum Oberostalpin werden die Schichtfolgen des Drauzuges, unter denen die Trias den bei weitem größten Anteil hat, vielfach als typisch nordalpin angesehen, während Übereinstimmungen mit der Trias der Südalpen lange geleugnet wurden. Diese Ansicht ist aber keine Folge der Deckenlehre, sie war vielmehr einer ihrer Ausgangspunkte. Eine enge fazielle Verwandtschaft von Drauzug-Trias und Trias der Nördlichen Kalkalpen wird schon von STUR (1871 : 329) in seiner "Geologie der Steiermark" betont sowie von GEYER (u. a. 1901 c) bekräftigt: "In den nördlichen Verbreitungsgebieten, zwischen Drau und Gail, herrscht eine an die Nordalpen erinnernde Entwicklung, südlich der Karnischen Hauptkette aber die südtirolisch-venezia-



Abb. 1. Geographische Übersicht des westlichen Drauzuges. Angegeben sind die im Text aufgeführten Lokalnamen, der Verlauf der Profillinie des Faziesschemas (Abb. 6) sowie die Lage der paläogeographischen Schnitte während des Anis (Abb. 5) bzw. der Zeit vom oberen Anis bis zum unteren Karn (Abb. 10).

 $\overline{}$ 

nische Ausbildung". Diese Parallelisierung hielt sich sehr lange. Abweichender Ansicht sind HERITSCH & KÜHN (1951 : 248 ff.), KAHLER (1953) sowie VAN BEM-MELEN (1961 : 217), der feststellte, daß der Drauzug "faziell eine Zwischenstellung einnimmt zwischen dem Bayerisch-Nordtiroler Faziesbereich und dem Südtiroler Faziesbereich". Diese Parallelisierung mit zwei Faziesbereichen im NW und SW (die also beide westlich des Drauzuges liegen) ist von Bedeutung. Wir werden später darauf zurückkommen.

Untersuchungen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen (BECHSTÄDT et al., 1976) erwiesen zwar eine fazielle Eigenständigkeit, bestätigten aber auch die engen Faziesbeziehungen zur nordalpinen und südalpinen Trias, ohne daß ein direkter Anschluß an einzelne Faziesbereiche bisher geglückt ist. Aus diesem Grund soll hier die stratigraphische Gesamtabfolge des Drauzuges in die Betrachtungen miteinbezogen werden. Dies gilt jedoch mit zwei Einschränkungen. Auf Beziehungen der vorvariscischen und variscischen Einheiten nördlich und südlich des Periadriatischen Lineaments wird insbesondere bei H. W. Flügel (1975) eingegangen. Gleichzeitig wird deutlich, welche Schwierigkeiten der Vergleich der z. T. metamorphen Serien bereitet. Auch ist die Frage eines variscischen Deckenbaues noch weitgehend ungeklärt (vgl. hierzu FENNINGER et al., 1976; Höll & MAU-CHER, 1976; H. W. Flügel, 1977). Aus diesem Grund wird hier insbesondere die postvariscische Entwicklung betrachtet, während auf die variscischen Einheiten nur kurz eingegangen wird.

Die zweite Einschränkung ist die, daß für die Nordkarawanken, auch auf Grund der hier herrschenden starken alpintektonischen Beanspruchung, noch kein vollständiges Bild der Stratigraphie und Paläogeographie entwickelt werden kann. Hier ist derzeit eine Bearbeitung von Wiener Seite (BAUER, PREY, RIEHL-HERWIRSCH, SUMMESBERGER u. a.) im Gange. Die bereits vorliegenden Ergebnisse werden mit dem anhand der Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten entwickelten Modell verglichen.

In leichter Abwandlung einer Aufstellung bei TRÜMPY (1975) kann eine Korrelation der alpinen Decken (und damit eine palinspastische Rekonstruktion ursprünglicher Lagebeziehungen) auf fünf Kriterien beruhen:

- a) Geometrie tektonischer Elemente
- b) Charakter der variscischen und prävariscischen Basis
- c) Fazies der postvariscischen Sedimente (bis Paläogen)
- d) Grad der alpinen Metamorphose
- e) Zeitabfolge der alpinen Deformation(en)

Die verschiedenen Kriterien sind von unterschiedlicher Güte. In dem uns interessierenden Bereich kann über Kriterium e wenig ausgesagt werden, auch Kriterium d ist weniger bedeutsam. Zum Kriterium b (Charakter der Basis) ist anzumerken, daß das unterlagernde Kristallin auch in ehemals zusammenhängenden Gebieten recht unterschiedlich sein kann. So wird innerhalb der Südalpen von E gegen W die Basis von immer höher metamorphen Einheiten gebildet (H. W. FLÜGEL, 1975). Darüberhinaus ist als Folge der variscischen Gebirgsbildung ein Decken- und Schuppenbau anzunehmen (H. W. FLÜGEL, 1975, 1976; FENNINGER et al. 1976; u. a.).

8

Auf der Geometrie der tektonischen Elemente baute beispielsweise ARGAND (1920) seine Vergleiche auf. Er postulierte einen engen Konnex von Faziesentwicklung und Deckengeometrie. Diese "zylindristische" Auffassung wird heute weitgehend abgelehnt, obgleich sie in Einzelfällen Erfolge gezeigt hat.

Der wichtigste Punkt ist jedoch Kriterium c, die Faziesentwicklung. Eine Rekonstruktion ursprünglicher Lagebeziehungen kann nur aufgrund überregionaler Faziesvergleiche größerer Abfolgen durchgeführt werden. Es hat keinen Sinn einzelne Gesteinsausbildungen, die sich zeitlich und sedimentologisch in etwa entsprechen, miteinander in Beziehung zu bringen, da sich ähnliche Gesteine, bei gleichen Umweltbedingungen, auch in voneinander getrennten Ablagerungsbereichen bilden können. Für längere Faziesreihen aber, die miteinander übereinstimmen, wird eine derartige Parallelentwicklung eher unwahrscheinlich.

Wird also die Rückformung einer heute tektonisch abgetrennten Einheit in ihren ehemaligen Verband angestrebt, so ist wünschenswert:

a) Betrachtung eines umfangreichen stratigraphischen Abschnittes mit einer möglichst großen Faziesdifferenzierung innerhalb der einzelnen Abfolgen. Dies ist in der ost- und südalpinen Trias der Fall, weshalb das Hauptaugenmerk der Betrachtungen auf diesen Zeitabschnitt gelegt wird.

b) Zuordnung der Lithofazies zu bestimmten Ablagerungsbereichen. Dies erfordert intensive sedimentologische Studien in größeren Gebieten, aber auch eine Berücksichtigung der auftretenden Faunen und Floren.

c) Klärung der Ursachen der Faziesänderung. Handelt es sich um eustatische Meeresspiegelschwankungen, um Paläotektonik oder um andere Ursachen?

d) Erarbeitung der Paläogeographie. Die sich ändernde Lithofazies ist ein Ausdruck der wechselnden paläogeographischen Verhältnisse. Diese können aber nur dann einigermaßen exakt erfaßt werden, wenn die Faziesänderungen zeitlich festlegbar sind.

Dennoch bleiben oft verschiedene Möglichkeiten der Plazierung offen. Aus diesem Grund muß ein palinspastischer Rekonstruktionsversuch der Ost- und Südalpen von bestimmten Voraussetzungen ausgehen:

a) Die in größeren, zusammenhängenden Gebieten feststellbare paläogeographische Abfolge während der Permotrias ist auch auf die übrigen Ostalpen übertragbar. Haben wir also beispielsweise während des Mittelperms innerhalb der Südalpen den Übergang von einem Festlandsbereich im W zu einem offener marinen Bereich im E, so ist für andere ehemals benachbarte Gebiete eine ähnliche Faziesabfolge anzunehmen. Das Gleiche gilt für den Übergang Hauptdolomit-Dachsteinkalk-Hallstätterkalk (also ultra-back-reef, Lagune, Riff, Becken), der in ähnlicher Form auch außerhalb der Nördlichen Kalkalpen zu erwarten ist, usw.

b) Die in einzelnen Gebirgsbereichen erarbeitete Paläogeographie läßt darüberhinaus vielfach Voraussagen über die Faziesbedingungen in den ehemaligen Nachbargebieten zu. Eine palinspastische Karte der Ost- und Südalpen kann nur dann befriedigen, wenn sie diesen Gesichtspunkt berücksichtigt.

c) Die variscische Gebirgsbildung ist im alpinen Bereich meist von einer längerandauernden Abtragung gefolgt. Deshalb ist etwa ab dem Mittelperm eine weitgehend ausgeglichene Topographie anzunehmen. Bei verschiedenen möglichen palinspastischen Anordnungen bestimmter Gebirgsbereiche ist zunächst mit dem Modell zu arbeiten, das den Raum am einfachsten paläogeographisch gliedert.

Auf die Ursachen der Faziesänderungen während der Permotrias kann in dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden. BECHSTÄDT et al. (im Druck a, b) bringen die deutlich feststellbaren Anzeichen einer Dehnungstektonik (Vulkanismus, Spaltenbildungen, Beckenbereiche, die unmittelbar über Karbonatplattformen folgen) mit einem im Perm einsetzenden, sich aber insbesondere in der Mitteltrias auswirkenden rifting in Zusammenhang, das während der mittleren Obertrias (Hauptdolomit) sein vorläufiges Ende fand ("aborted rifting"). Gegen Ende der Trias, besonders aber im Jura, lebt die tektonische Aktivität jedoch in verstärktem Maße neu auf, in Zusammenhang mit dem sich im N öffnenden penninischen Ozean.

# 2. Erforschungsgeschichte

Im Drauzug setzt die eigentliche geologische Forschung nach 1850 ein. GEVER, der im westlichen Drauzug arbeitet, faßt die Ergebnisse in seiner ausgezeichneten Darstellung der Stratigraphie und Tektonik zusammen (1898). Weitere Arbeiten stammen aus den Jahren 1897, 1901 (a, b, c, d), 1903. Im östlichen Drauzug kartiert TELLER (u. a. 1895 a, b).

GEVER gliedert die stratigraphische Abfolge folgendermaßen:

Rhätkalke und Mergel Hauptdolomit Carditaschichten Wettersteinkalk und -dolomit Partnachschichten (1901 a), Wengener Schichten (1898) Muschelkalk (Recoarokalk) Werfener Schichten Permische Konglomerate und Sandsteine (Verrucano, Quarzporphyr und Grödner Sandstein) Kristallines Grundgebirge

Bis heute gibt es, abgesehen von örtlicher weiterer fazieller Unterteilung (z. B. Wettersteinkalk in Vorriff, Riff, Rückriff und Lagune), keine wesentlichen Verbesserungen dieser stratigraphischen Gliederung der Permotrias.

Die Ansicht STURS (1871), TELLERS (1887) und GEYERS (u. a. 1901 c) bezüglich der Faziesverwandtschaft von Nordalpen und Drauzug zieht TERMIER (1903) heran: der Drauzug wird als Wurzelzone der nordalpinen Decken angesehen. KOBER (1923) ist ähnlicher Ansicht: beim Drauzug handelt es sich um einen zwischen Dinariden und ostalpinem Kristallin eingeklemmten Rest des nordalpinen Sedimentationsraumes, der im S zurückgeblieben ist. Die eigentlichen Deckenwurzeln liegen, nach KOBER, jedoch noch weiter im S, überschoben vom Dinaridenblock. 1938 und 1955 sieht KOBER den Drauzug jedoch als relativ autochthon an. Auch nach den Konzepten von STAUB (1924) und TOLLMANN sind die Sedimente des Drauzuges ein zurückgebliebenes Stück der Nördlichen Kalkalpen, ein Stück Oberostalpin (TOLLMANN, 1963). Das unterlagernde Gailtalkristallin wurde von TOLLMANN (1959, 1960, 1963) als "Mittelostalpin", 1969, nach dem Auffinden von Transgressionskontakten (u. a. FRITSCH, 1961, vor ihm schon ANDERLE, 1951), aber als Oberostalpin bezeichnet.

Obwohl der Drauzug also schon lange im Vordergrund großräumiger tektonischer Überlegungen steht, wurde nach den grundlegenden Arbeiten GEYERS die stratigraphische Forschung zunächst vernachlässigt. Abgesehen von wenigen Arbeiten, die meist nur kleinere Bereiche umfassen (z. B. HOLLER, 1936), dauerte es etwa 50 Jahre, bis eine weitere Periode intensiver stratigraphischer Forschung zu verzeichnen ist. HOLLER (1951, 1960), ANDERLE (1951), SCHRIEL (1951), M. CORNELIUS-FURLANI (1953, 1955), SCHLAGER (1963), besonders aber VAN BEM-MELEN (1957, 1961) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) sind zu nennen.

VAN BEMMELEN (1957) unterscheidet folgende Schichtglieder:

Rhät Hauptdolomit Jaukenkalke und Dolomite Oberer Muschelkalk Dolomitisches Zwischenniveau des Muschelkalkes Unterer Muschelkalk Werfener Schichten Grödner Sandstein und Konglomerate, Quarzporphyrlinsen Kristalline Schiefer

Diese Gliederung stellt in mehrfacher Hinsicht keinen Fortschritt gegenüber GEYER (1898) dar:

a) infolge der unbegründeten Zusammenziehung von Wettersteinkalk und Carditaschichten ("Raibler Schichten"), die auf der Leugnung der Beständigkeit der drei Schieferhorizonte innerhalb der Carditaschichten beruht.

b) wegen des Begriffes "Oberer Muschelkalk" für die Partnachschichten GEY-ERS. Diese Begriffsfassung des "Alpinen Muschelkalks" ist unüblich. In den Karawanken hingegen werden ähnliche, allerdings wesentlich geringermächtige Gesteine ebenfalls zum "Alpinen Muschelkalk" gerechnet (z. B. STRUCL, 1974). Diese Auffassung basiert möglicherweise auf dem ursprünglichen Gliederungsprinzip VAN BEMMELENS. 1965 rückten allerdings VAN BEMMELEN & MEULENKAMP von ihrer früheren Bezeichnungsweise ab und sprechen von "Partnach-Folge".

Von Bedeutung ist VAN BEMMELENS Erkenntnis der Horizontgebundenheit des "Dolomitischen Zwischenniveaus", ferner die mit VAN BEMMELENS Arbeiten erstmals vorgelegte Kartierung des größten Teils von Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten. Die Umgebung Bleiberg-Kreuths war bisher nur in einer Übersichtskarte Hollers (publiziert 1977) bekannt. Vor kurzem erschienen hier aber die Kartierungen Anderles, herausgegeben von der Geolog. Bundesanstalt.

Auf die recht umfangreiche Literatur der letzten Jahre (zu einem guten Teil unveröffentlichte Doktor- und Diplomarbeiten) wird bei der Besprechung der einzelnen stratigraphischen Einheiten eingegangen. Infolge dieser Arbeiten ist heute der größte Teil des Drauzuges neu kartiert.

# 3. Stratigraphie und Paläogeographie des Drauzuges

Die schon lange postulierte Verbindung von Drauzug und Nördlichen Kalkalpen hatte auch Auswirkungen auf die stratigraphische Nomenklatur. Schichtnamen aus den Nördlichen Kalkalpen wurden, teilweise zu Recht, teilweise zu Unrecht, auf die Gesteine des Drauzuges übertragen. Die in jüngster Zeit einsetzenden sedimentologischen Untersuchungen führten zu einer Untergliederung der von den früheren Autoren erarbeiteten Stratigraphie. Gleichzeitig wurde erkannt, daß manche Gesteinsglieder (z. B. die "Partnachschichten" der Gailtaler Alpen) von der aus den Nördlichen Kalkalpen bekannten Ausbildung deutlich abweichen. Die deshalb verwendeten neutraleren "Arbeitsbezeichnungen" (wie "Plattenkalk" anstelle von "Partnachschichten") entsprechen andererseits oft nicht den Erfordernissen der stratigraphischen Nomenklatur (vgl. HEDBERG, 1976): Im Schichtnamen soll der Name der Typlokalität bzw. des Typprofils enthalten sein, soferne es sich um eine Formation bzw. ein Formationsglied handelt. Auch die Rangordnung einzelner stratigraphischer Bezeichnungen ist noch keineswegs geklärt. Da der Schwerpunkt der Arbeit aber auf anderem Gebiet liegt, wird auf diese Problematik nur andeutungsweise eingegangen.

# 3.1 Variscische und prävariscische Abfolge

Die Postvariscische Transgressions-Serie (siehe 3.2) wird im Drauzug sehr häufig vom Gailtalkristallin unterlagert (Heritsch & Paulitsch, 1959; Fritsch, 1961; Anger, 1965; Kodsi & Flügel, 1970; Mostler, 1972 a; Exner & Schönlaub, 1973; u. a.). Die Grenze ist zumeist tektonisch überprägt.

Südlich der Goldeck-Gruppe, im Bereich der alten Zinnober-Grube von Stockenboi, treten im Hangenden des (diaphtoritischen) Gailtalkristallins dunkle Serizitquarzite bis Serizitschiefer, Phyllite sowie Grüngesteine auf (SCHULZ, 1969; LAHUSEN, 1972). Die Ansicht eines karbonen Alters dieser Gesteine (ANGEL & KRAJICEK, 1939) ist heute zugunsten einer Einstufung in das Altpaläozoikum aufgegeben worden. Ein Fossilbeleg für Altpaläozoikum existiert jedoch nur aus Marmorlagen der mächtigen Quarzphyllitgruppe, die an die Basis der Abfolge zu stellen ist: SCHÖNLAUB (Vortrag, Salzburg 1977; Hinweis schon bei H. W. Flügel, 1975) gelangen Conodontenfunde. Wichtig ist die Feststellung Lahu-SENS, daß die paläozoischen Serien im Hangenden des Goldeck-Kristallins sowie des nördlich der Drau gelegenen (nach TOLLMANN "mittelostalpinen") Kreuzeck-Kristallins völlig übereinstimmen. Ob die Quarzphyllite entsprechend dem vorsichtigen Versuch ANGELS & KRAJICEKS mit den Turnthaler Quarzphylliten (vgl. HEINISCH & SCHMIDT, 1976, mit weiterer Literatur) zu vergleichen sind, ist offen. Die Ergebnisse Lahusens könnten hierauf ein Hinweis sein. Ein Transgressionskontakt auf der altpaläozoischen Abfolge wird durch FRITSCH (1961) beschrieben. Auch an zahlreichen weiteren Stellen bildet Altpaläozoikum die Basis der postvariscischen Serie.

Der Quarzphyllitkomplex wird von diaphtoritischen Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern unterlagert, deren Gerölle ebenso wie die der überlagernden altpaläozoischen Abfolge in der transgredierenden postvariscischen Serie zu finden sind. Nur an wenigen Stellen ist der Transgressionsverband zwischen diaphtoritischem Altkristallin und postvariscischer Abfolge zu erkennen, z. B. im Tuffbach westlich Tuffbad (SCHLAGER, 1963), wo die direkte Transgressionsbasis allerdings durch wenige m Aufschlußlücke verschleiert ist.

Im Raum Nötsch liegt die Postvariscische Transgressions-Serie über Karbon. Knapp südlich, getrennt durch die tektonische Lamelle des Nötscher Granitzuges, kann die Transgressionsbasis der roten, postvariscischen Konglomerate (mit Quarzporphyrgeröllen) beobachtet werden: hier liegen diese auf Phylliten im Hangenden des Gailtalkristallins (ANDERLE, 1951; COLINS & NACHTMANN, 1974). Ca. einen km entfernt enthalten die Phyllite (? tektonisch) Karbonatlinsen, die devonische Conodonten geliefert haben (EXNER & SCHÖNLAUB, 1973). In dieser Arbeit wird auch ein Profil der komplizierten Verhältnisse gegeben.

Ob dieses Altpaläozoikum die Basis des vor kurzem neu beschriebenen Karbons von Nötsch (KODSI & FLÜGEL, 1970) bildet, oder ob zwischen beiden ein tektonischer Kontakt existiert, ist nach H. W. FLÜGEL (1975) ungeklärt. In einer neueren Publikation (1977) vermutet H. W. FLÜGEL eine Fensternatur des Karbons von Nötsch. Es ist im S und im N tektonisch begrenzt, im Hangenden ist der Grenzbereich zur Postvariscischen Transgression-Serie von Moräne verhüllt. Ein Hinweis darauf, daß es sich um einen Schürfling handelt, überschoben von der Dobratsch-Einheit, könnte auch der Umstand sein, daß Nötsch die einzige Stelle des Drauzuges mit gesichertem Karbon darstellt. Da es sich um vollmarine Ablagerungen handelt, ist eine ehemalige weitere Verbreitung des Karbons (das bis ins Namur/Westfal emporreicht) wahrscheinlich. Wäre diese Karbon-Sedimentation aber auf dem Gailtal-Kristallin erfolgt, so hätte die postvariscische Abtragung zunächst diese Sedimente erfaßt: Karbongerölle in den Transgressionsbildungen wären zu erwarten. Dies ist aber nicht der Fall.

Als ehemalige Heimat des Nötscher Karbons vermutet H. W. FLÜGEL (1977) südliche Teile des Altkristallins, das heute im N des Drauzuges liegt. Vielleicht besteht auch eine Vergleichsmöglichkeit mit dem Karbon der Veitscher Decke.

Im Raum Eisenkappel tritt eine Pillowlaven-reiche Grünschieferfolge auf, bestehend aus Spiliten, Diabasen, Ultrabasiten, die über den Raum Mezica hinaus (STRUCL, 1970) nach E verfolgbar ist. An Sedimenten wurden Grauwacken, Quarzite, Arkose-Quarzite und Tonschiefer beschrieben (LOESCHKE, 1970, 1975). Nach SCHÖNLAUB (zit. nach H. W. FLÜGEL, 1975) fällt die Abfolge auf Grund von Conodonten in das Altpaläozoikum. Altersdatierungen der Eisenkappeler Grüngesteine (LOESCHKE & WEBER, 1973) ergaben einen Wert von 300 Mill. J., nach LOESCHKE (1977) zeigt dieser Wert das Ende der variscischen Metamorphose an. STRUCL (1970) sowie LOESCHKE & ROLSER (1971) bezeichnen die Abfolge als Äquivalent der von RIEHL-HERWIRSCH (1970) neu beschriebenen silurischen Magdalensbergserie. Das mesozonale Eisenkappeler Kristallin (EXNER, 1972) muß nicht unbedingt die Basis der Abfolge darstellen, da das Kristallin erst südlich des permischen (vgl. H. W. Flügel, 1975; mit weiterer Literatur) Granites bzw. Diorites von Eisenkappel ansteht.

Nach STRUCL (1970) tritt im Bereich östlich Crna und auf dem Molakov ein diskordanter Transgressionskontakt der postvariscischen Abfolge auf den altpaläozoischen Serien auf (Profil 2, S. 11).

Obwohl sich also die tektonische Position nördlich des Eisenkappeler bzw. Nötscher Granitzuges entspricht, besitzt ein Vergleich des Nötscher Karbons mit der Eisenkappeler Grünschieferfolge sowie dem "Diabas von Untertechanting" nur geringe Wahrscheinlichkeit (im Gegensatz zu den Ansichten ANDERLES, 1970 und EXNERS & SCHÖNLAUBS, 1973, die allerdings durch die Conodontenfunde SCHÖNLAUBS teilweise überholt sind).

#### 3.2 Postvariscische Transgressions-Serie

Die Bearbeitung dieser Abfolge durch RIEHL-HERWIRSCH, NIEDERMAYR und Mitarbeiter ist noch nicht abgeschlossen, so daß hier zum Teil nur Ergebnisse aus einzelnen Gebieten (insbesondere dem Bereich Kötschach-Laas) angeführt werden können. Wesentliche Teile der beschriebenen Abfolge treten auch in einer tektonischen Lamelle direkt an der Gailtallinie auf (ZANFERRARI, 1976).

Für die Basisbildungen der mesozoischen Sedimentfolge verwendet GEYER (1898) die Bezeichnung "Grödner Sandstein" und "Werfener Schichten". Letztere lassen sich recht gut mit den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen vergleichen, auch das Alter stimmt überein. Anders beim "Grödner Sandstein": Hier weicht nicht nur die lithologische Ausbildung etwas vom Grödner Sandstein der Südalpen ab, folgt man der Grenzziehung von SCHLAGER (1963), ANGER (1965) und MOSTLER (1972 a), so reichen diese Sedimente bis ins Skyth empor. Das Alter wird z. T. durch Sporenfunde belegt (det. W. KLAUS). Dies ist der Grund, warum zahlreiche Autoren von "Permoskyth-Sandstein" sprechen. Andererseits ist aber nach HEDBERG (1976) eine volle Altersübereinstimmung keine unbedingt notwendige Prämisse, um einen bestimmten Formationsnamen zu verwenden.

Entsprechend der bei NIEDERMAYR (1975) gebrauchten (vorläufigen) Nomenklatur, die auf RIEHL-HERWIRSCH (1965) basiert, wird von einer "Postvariscischen Transgressions-Serie" gesprochen. Sie wird gegliedert in:

Werfener Schichten

Permoskyth-Sandstein (Hangende Serie sensu NIEDERMAYR, 1975) kontinentaldetritisches Perm (Liegende Serie sensu NIEDERMAYR, 1975)

3.21 Kontinentaldetritisches Perm (Liegende Serie sensu NIEDERMAYR, 1975)

Die Liegende Serie besteht nach NIEDERMAYR bzw. MOSTLER (1972 a) im Raum Kötschach-Laas aus Konglomeraten, Sandsteinen, Breccien und Schiefertonen. Die Abfolge ist auch aus dem N der Gailtaler Alpen bekannt (RIEHL-

14

HERWIRSCH & NIEDERMAYR, 1975; RIEHL-HERWIRSCH, mdl. Mitt. 1977), und zwar aus dem Gebiet von Liesing, westlich Feistritz/Drau.

An der Basis der Liegenden Serie tritt eine graue, locker gepackte Breccie auf (Regolith), bestehend aus Komponenten der Kristallinunterlage (Gangquarze, Quarzite, Glimmerschiefer, Phyllite, Gneise, Kieselschiefer). Über dieser oft taschenförmig Hohlräume ausfüllenden und im allgemeinen nur wenige Meter mächtigen Transgressionsbildung folgt eine etwa 100 m mächtige Abfolge (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1974). Es handelt sich um Rotsedimente, und zwar Breccien, Konglomerate, Grauwacken, eingeschaltet sind mindestens drei graue bis grüne feinkörnige Lagen (mit Pflanzenresten, siehe später). Zum Teil kann zyklische Sedimentation beobachtet werden: auf matrixreiche, kaum bis schlecht sortierte Rudite folgen Arenite (teilweise mit Schrägschichtung), die in Silt- bis Tongesteine übergehen. Diese sind durch Wühlspuren ausgezeichnet; nach einer Bestimmung durch SEILACHER handelt es sich um *Planolites montanus* RICHTER. Nach RICHTER (1939) wird dieser Stopftunnel durch einen nichtmarinen Sedimentfresser hervorgerufen.

Die Grundmasse der erwähnten Grauhorizonte weist (verglichen mit den red beds) einen höheren Gehalt an Illit und Chlorit auf, auch der Feldspatgehalt ist deutlich höher.

In höheren Anteilen der Liegendserie treten verstärkt kalkige Zwischenlagerungen auf, z. T. Fossilkalke, deren Untersuchung aber noch aussteht.

Die Liegendserie wird durch eine pyroklastische Abfolge abgeschlossen (bis 20 m mächtig). Im Raum Kötschach-Laas treten ignimbritische Quarzporphyre (SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1973) auf, besonders aber deren Tuffgefolge. Die Porphyre sind seit GEYER (1898) bekannt und maximal einige Meter mächtig. Im Gebiet zwischen Reißkofel und Gailbergsattel folgt der Quarzporphyr, falls vorhanden, immer auf die Liegendserie (NIEDERMAYR, 1975). Die ursprüngliche Verbreitung muß aber wesentlich größer gewesen sein: Quarzporphyrgerölle treten in den höheren Serien recht häufig auf. Fehlt die Liegende Serie, so kann der Permoskyth-Sandstein direkt dem kristallinen Untergrund aufliegen.

Der Quarzporphyrvulkanismus an der Wende von Unter- zu Oberrotliegendem stellt einen bedeutenden Sedimentationseinschnitt dar (MOSTLER, 1972 a; SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1973; NIEDERMAYR, 1975). Ihm kommt nicht nur hier in den Gailtaler Alpen, sondern im gesamten mitteleuropäischen Raum eine wichtige lithostratigraphische Stellung zu (RIEHL-HERWIRSCH, 1965; FALKE, 1972). Der Permoskyth-Sandstein der Gailtaler Alpen besteht zu einem bedeutenden Teil aus den Aufarbeitungsprodukten dieses Vulkanismus (NIEDER-MAYR, 1975). Das kontinentaldetritische Perm (Liegende Serie) zeigt hingegen stärkere Beeinflussung durch ein kristallines Hinterland. Trotzdem tritt auch in tieferen Teilen der Liegendserie vulkanoklastisches Material auf. NIEDERMAYR macht Verwitterungseinflüsse für das Zurücktreten in diesem Abschnitt der Liegendserie verantwortlich; Porphyrquarze, idiomorphe Biotite etc. können aber auch im Liegendabschnitt immer wieder beobachtet werden. Trotz der zahlreichen Grobhorizonte ist die Liegendserie im Durchschnitt feinkörniger als der überlagernde Permoskyth-Sandstein. Sie ähnelt damit, nach NIEDERMAYR (1975), den Werfener Schichten, allerdings ist die Sortierung wesentlich schlechter.

Die Schwermineralführung wird in Kap. 3.22 behandelt.

Zur Alterseinstufung: In dem liegendsten, oben erwähnten Grauhorizont treten an mehreren Stellen Pflanzenreste auf. Die Pflanzenführung ist recht unterschiedlich, nach Scheriau-Niedermayr & Niedermayr (1973) könnte dies standortbedingt sein. Infolge eines Fundes von Callipteris conferta (STERNBERG) BROGNIART stufen VAN AMEROM et al. (1976 a) die Abfolge in das Unterrotliegende ein. Diese Einstufung steht im Gegensatz zu der von VAN AMEROM & BOERSMA (1974) publizierten (vorläufigen) Zuordnung zum Westfal/Stefan, die sich auf ein geringeres Material stützt. Callipteris conferta wird international für die stratigraphische Abtrennung des Rotliegenden vom Karbon benutzt.

# 3.22 Permoskyth-Sandstein (Hangende Serie sensu NIEDERMAYR, 1975)

Über dem Quarzporphyr-Niveau erfolgte eine weitausgreifende Transgression. An diese Diskordanz wird zumeist die Grenze von Unter- und Oberrotliegendem gelegt. Im gesamten Drauzug kommt es zur Ablagerung der Permoskyth-Sandsteine, die eine Mächtigkeit von etwa 200 m erreichen (SCHLAGER, 1963; VAN BEMMELEN, 1957, 1961; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; Mostler, 1972 a; BAUER, 1970, 1973; WARCH, 1973; SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1973; NIEDERMAYR, 1975; u. a.). Im Raum Kötschach setzen über den Quarzporphyren bzw. deren Tuffen zunächst grobklastische Sedimente ein. Dicht gepackte Konglomerate einerseits (mit reichlich Quarzporphyrgeröllen, Quarz, spärlichen Gneiskomponenten), grobe, der Basisbreccie ähnliche Bildungen andererseits übergreifen die Liegendserie. Die Groblagen enthalten Gangquarze, Quarzite, Gneise, spärlicher quarzitische Schiefer und Glimmerschiefer, z. T. Hämatit als Gerölle. Quarzporphyrblöcke sind selten, können aber laut NIEDER-MAYR (1975) kubikmetergroß werden.

Mit diesen Sedimenten vergleichbar sind Basisbreccien (direkt über dem Kristallin), die reichlich Phyllitstücke führen, so am unteren Ende des Kreuzenbaches, westlich des Kellerberges (WARCH, 1973; KÖNIG, 1975).

Über den unterschiedlichen basalen Bildungen folgen hellrote Konglomerate, Feinkonglomerate, Quarz- und Feldspatgrauwacken, besonders aber Sandsteine. Breccien sind selten. Besonders die gröberen Komponenten der Konglomerate sind gut gerundet.

Charakteristisch für den darüber folgenden Abschnitt sind eher blasse Farbtöne. Wichtig ist auch die größere Mächtigkeit der Einzelzyklen (grob/fein), verglichen mit der Liegenden Serie.

Die Matrix der klastischen Schüttungen besteht nach NIEDERMAYR (1975) aus überwiegend Serizit und Illit, untergeordnet treten Kaolinit und Chlorit auf. Mikroklin ist der vorherrschende Feldspat. Die färbende Substanz ist weiterhin Hämatit.



Abb. 2. Schematisches Profil der Postvariscischen Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. Zusammengestellt nach Mostler (1972 a); Scheriau-Niedermayr & Niedermayr (1973); Nie-Dermayr & Scheriau-Niedermayr (1974); Niedermayr (1975); van Amerom et al. (1976 b); Colins (1975); Nachtmann (1975 a).

Betrachten wir die hangenden Abschnitte des Permoskyth-Sandsteines, so erkennen wir eine weitere Abnahme der Rotfärbung. Ebenflächige, dickgebankte Sand-, Siltsteine und Konglomerate sind charakteristisch (VAN AMEROM et al, 1976 b; NIEDERMAYR, 1975). Die darüberfolgende, etwa 8 m mächtige Quarzkonglomeratbank, schräggeschichtete Sandsteine, rötliche Konglomerate, schließlich buntgefärbte Sand-, Silt- und Tonsteine fallen nach NIEDERMAYR bzw. VAN AMEROM et al. schon den Werfener Schichten zu. Auf die Problematik dieser Grenzziehung wird bei den Werfener Schichten eingegangen.

Die erste moderne Beschreibung des Permoskyths der Gailtaler Alpen stammt von MOSTLER (1972 a). Das kontinentaldetritische Perm wird in dieser Arbeit auf der Grundlage des Profiles Kötschach-Laas beschrieben, die Beschreibung von Hangendteilen des kontinentaldetritischen Perms, des Permoskyth-Sandsteines und der überlagernden Werfener Schichten wurde aus dem Profil Laas sowie dem Profil der Simmerlacher Klamm (unmittelbar nördlich des Drautales) kombiniert. Ob allerdings der Bereich von Simmerlach tektonisch den Gailtaler Alpen angehört, ist nicht sicher. Der Permoskyth-Sandstein von Simmerlach weist geringere Mächtigkeit auf als der von Laas (NIEDERMAYR, 1975). Dies ist jedoch weniger bedeutsam, wichtiger ist der von NIEDERMAYR festgestellte Unterschied in der Schwermineralverteilung.

Im Drauzug fällt das Schwermineralspektrum der Werfener Schichten durch Apatitreichtum auf; ihm steht der Zirkon-reiche Permoskyth-Sandstein gegenüber. Das kontinentaldetritische Perm wiederum wird durch eine für ein metamorphes Hinterland sprechende Mineralgesellschaft (Granat, Turmalin) geprägt, daneben tritt auch reichlich Zirkon auf. Die Liegende Serie des Profils Simmerlach enthält Zirkon (gut gerundet, oft angeätzt), Rutil, reichlich Apatit, daneben Granat und Turmalin. Wichtig ist, daß hier, im Gegensatz zu Kötschach, Apatit wie Granat von der Verwitterung kaum angegriffen sind. Das Kötschacher kontinentaldetritische Perm enthält überdies wesentlich weniger Apatit. Im Permoskyth-Sandstein von Simmerlach sind die Unterschiede gegenüber dem Drauzug gering, Apatit und Rutil treten etwas zurück, während Zirkon mehr im Vordergrund steht (mit den für Porphyr-Zirkone typischen einfachen Flächenkombinationen sowie Zonarbau). In den überlagernden Werfener Schichten bestehen nach NIEDERMAYR wiederum deutliche Unterschiede: Simmerlach enthält eine ähnliche Schwermineralassoziation wie das unterlagernde Permoskyth, Apatit und Granat sind weiter frisch. In Kötschach zeigt sich aber die schon erwähnte markante Verschiebung von einem Zirkon-Maximum zu einem Apatit-Zirkon-Maximum.

Ob diese Unterschiede allerdings so gewichtig sind wie von NIEDERMAYR angenommen (Vergleich des Profiles Simmerlach mit der postvariscischen Entwicklung von Mittelkärnten), ist fraglich. Gerade bei innermontanen Senken, dem von ihm postulierten Ablagerungsort des kontinentaldetritischen Perms, sind Unterschiede in der Schwermineralführung zwischen möglicherweise verschiedenen Becken völlig normal. Schwerer zu erklären ist die unterschiedliche Schwermineralverteilung innerhalb der Werfener Schichten. Ein Blick auf das Diagramm von NIEDERMAYR (1975: Abb. 4 a) zeigt allerdings, daß aus den Werfener Schichten von Simmerlach nur eine einzige Probe ausgewertet wurde (!), die den alleinigen Grund für die erwähnten weitreichenden Parallelisierungen darstellt.

Auf weitere Einschaltungen von Permoskyth in der Kreuzeck-Gruppe, die für tektonische Zuordnungen von großer Bedeutung sind, wird im Kapitel 3.24 (Paläogeographie) eingegangen.

Auf Grund von Sporenfunden (ANGER, 1965; MOSTLER, 1972 a), bestimmt durch W. KLAUS, konnten hangende Anteile des Permoskyth-Sandsteines von Laas in das Seis, liegende Anteile der Werfener Schichten von Simmerlach in das Campil eingestuft werden. Nach der Grenzziehung zwischen unterlagerndem Sandstein und überlagernden Werfener Schichten durch NIEDERMAYR (1975) bzw. VAN AMEROM et al. (1976 b) würde dieser hangende Abschnitt des Permoskyth-Sandsteines schon als Werfener Schichten angesprochen werden (vgl. Kap. 3.23).

# 3.23 Werfener Schichten

Wegen der geringen Widerstandsfähigkeit gegenüber den Verwitterungseinflüssen sind nicht allzuviele geschlossene Profile aus den bis etwa 150 m mächtigen Werfener Schichten bekannt. Profilbeschreibungen aus den nördlichen Gailtaler Alpen bzw. von der Südseite des Dobratsch finden sich bei WARCH (1973), COLINS & NACHTMANN (1974), COLINS (1975), NACHTMANN (1975 a). Die grauen, graugrünen, bräunlichen bis schwärzlichen, auch violetten Werfener Schichten stellen eine Abfolge von sandigen Mergeln, Mergeln, Ton-, Silt- und Sandsteinen dar. Tonreiche Lagen weisen öfters eine starke Durchwühlung auf (NACHTMANN, 1975 a).

Das detritäre Material der Werfener Schichten besteht, im Unterschied zum Permoskyth-Sandstein, zu einem nicht geringen Teil aus Karbonat. COLINS (1975) beschreibt vom Dobratsch auch Einlagerungen dunkler Kalke und laminierter Dolomite, ohne nähere Angaben zu machen.

Die Schwermineralverteilung der Werfener Schichten wurde schon erwähnt (Kap. 3.22); VAN AMEROM et al. (1976 b) rechnen auf Grund reicher Apatitführung auch rote Konglomeratlagen, z. T. in Wechsellagerung mit roten, schräggeschichteten Sandsteinen, zu den Werfener Schichten. Im Raum Kötschach erfolgt die Umstellung der Schwermineralführung mit einer etwa 8 m mächtigen Quarzkonglomeratbank, deren milchige Komponenten kantengerundet sind. NIEDER-MAYR (1975) schließt auf ein verändertes Liefergebiet infolge einer schwachen Bewegungsphase.

Mit dieser Grenzziehung im oberen Teil der noch reichlich Rotlagen enthaltenden Konglomeratabfolge wird aber eine kartierungsmäßige Trennung beider Einheiten, ohne dauernde Überprüfung des Schwermineralgehaltes, unmöglich. Die Grenze stimmt nicht mit der überein, die man bei rein lithologischer Abtrennung erhält; die Werfener Schichten umfassen, dieser Grenzziehung folgend, einen Gesteinsbestand, der nicht mit dem der Typlokalität in den Nördlichen Kalkalpen übereinstimmt. Diese Grenzziehung ist deshalb abzulehnen.

Im hangenden Teil der Werfener Schichten sind öfters Rauhwacken bzw. hohlraumführende Mergel eingeschaltet. Die Vermutung einer Salinarentwick-

2\*

lung wird durch bereichsweise auftretende Gipse gestützt (MOSTLER, 1972 a; WARCH, 1973; NACHTMANN, 1975 a; COLINS, 1975; NIEDERMAYR, 1975). Die darüberfolgenden laminierten Dolomite, Wurstelkalke usw. werden wegen örtlicher Crinoidenführung dem tieferen "Alpinen Muschelkalk" zugerechnet (s. d.).

Aus den Werfener Schichten des Drauzuges sind neben den schon länger bekannten Funden von Anadontophora fassaensis und ? Myophoria costata durch SCHLAGER (1963), die auf Campil weisen, in letzter Zeit auch Pflanzenfunde bekannt geworden. VAN AMEROM et al. (1976 b) beschreiben Pleuromeia cf. sternbergi sowie Voltzia sp., die ein Untertrias-Alter anzeigen, ohne eine genauere Präzisierung zu ermöglichen. Sporenfunde (vgl. Kap. 3.22) stufen die Werfener Schichten von Simmerlach in das Seis ein.

# 3.24 Paläogeographie der Postvariscischen Transgressions-Serie

Über die Dauer der Abtragung des Gailtalkristallins während der variscischen Zeit kann derzeit nur spekuliert werden. Je nach der tektonischen Stellung des Karbons von Nötsch (vgl. 3.1) handelt es sich nur um höheres Karbon, oder (bei einer Fensternatur des Nötscher Karbons) um wesentlich längere Zeiträume. Letzteres erscheint wahrscheinlicher.

Das gleiche Problem herrscht bei der Frage nach dem Alter der Metamorphose des Gailtalkristallins. In der Postvariscischen Transgressions-Serie sind massenhaft Gerölle enthalten, die völlig mit der Entwicklung der Kristallinbasis übereinstimmen. Metamorphitgerölle finden sich aber auch im Nötscher Karbon, sie treten außerdem als ? agglomeratische Bestandteile der Badstub-Breccie des Nötscher Karbons auf (vgl. H. W. FLügel, 1977). Die Metamorphose ist also auf jeden Fall vorpermisch, möglicherweise vorkarbonisch. Auf Grund der unter 3.1 genannten Profilabfolge sind 2 Metamorphosen anzunehmen: die jüngere (variscische) führte in der altpaläozoischen Abfolge zur Grünschieferfazies, während gleichzeitig das mesozonale "Altkristallin" eine Diaphtorese erlitt.

Die Basis-Breccie der Postvariscischen Transgressions-Serie ist als Aufarbeitungsprodukt der unmittelbaren Umgebung zu betrachten; aber auch in den darüber folgenden Abschnitten der Liegendserie dürfte der Transportweg nur gering gewesen sein. Die beschränkte räumliche Ausdehnung des kontinentaldetritischen Perms läßt an die Anlage schmaler, intramontaner Senkungszonen denken, in denen es zu Pflanzenwachstum kam. Die Reliefenergie war nach NIEDERMAYR (1975) sicher größer als in der Zeit des Permoskyth-Sandsteines. Die geringe Transportweite (schlechte Rundung, geringe Sortierung) hängt mit der Einebnung des variscischen Reliefs und der parallellaufenden Auffüllung der Senken durch meist Lokalmaterial zusammen. Die Schwermineralführung wie auch der Komponentenbestand sind typisch für ein metamorphes Hinterland. Derzeit ist nicht sicher, ob die in hangenden Abschnitten der Liegendserie örtlich auftretenden mikritischen Fossilkalke auf limnische Entwicklungen oder aber auf marine Ingressionen zurückzuführen sind. In Teilen der Südalpen herrschte zu dieser Zeit eine marine Fazies; die Frage ist also von großer Bedeutung.

Der Großteil der Sedimente der Liegendserie ist auf Grund der granulometrischen Untersuchungen NIEDERMAYRS fluviatil abgelagert worden. Der Sedimentationstyp entspricht damit dem des größten Teiles des alpinen und germanischen Rotliegenden (FALKE, 1972). Nach RIEHL-HERWIRSCH & NIEDERMAYR (1975) sollen die Schüttungen im Raum Kötschach aus S bis SW erfolgt sein.

Mit dem ignimbritischen Quarzporphyrvulkanismus kommt es zu einer Umstellung des Gesamtbereiches. Ob die von NIEDERMAYR (1975) bzw. SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR (1973) erwähnte Bindung des Auftretens von Quarzporphyr an das Auftreten der Liegendserie primär ist, ist unsicher. Das reichliche Auftreten von Quarzporphyrgeröllen in der Hangenden Serie (Permoskyth-Sandstein) macht eine ehemals wesentlich weitere Verbreitung wahrscheinlich. Andererseits könnten sich die Ignimbrite des Raumes von Kötschach an die hier gegebene Depression gehalten haben.

Nach NIEDERMAYR (1975) scheint aber die vulkanische Phase andernorts schon früher eingesetzt zu haben, da auch in der Liegendserie immer wieder Produkte eines sauren Vulkanismus (Porphyrquarze, idiomorphe Biotite, Zirkone in der für saure bis intermediäre Vulkanite typischen Ausbildung) gefunden werden. Dies stimmt völlig überein mit den Verhältnissen in den Nachbargebieten: der Vulkanismus scheint bevorzugt in zwei Perioden aufzutreten (FALKE, 1972), zum einen an der Wende Stefan/Unterrotliegendes bzw. im tieferen Rotliegenden, zum anderen im höchsten Unterrotliegenden.

Der prozentuelle Anteil an vulkanoklastischem Material ist in diesen Abschnitten aber gering: dies wird auf starke chemische Verwitterung im humiden bis semihumiden Klimabereich zurückgeführt. Gleiches gilt nach NIEDERMAYR für den relativ geringen Feldspaltgehalt. Wichtig sind ferner starke Ätz-Erscheinungen an gerundeten Zirkonen, laut der bei NIEDERMAYR zitierten Literatur ein Hinweis auf stark alkalische lateritische Verwitterung (und damit auf ein humides bis semihumides Klima). Diese Klimahinweise stimmen mit denen aus dem Unterrotliegenden der Nachbargebiete überein (FALKE, 1972).

Die Diskordanzen bzw. Grobschütttungen am top des Quarzporphyrs und der ihn begleitenden Tuffe werden als Ausdruck weitgespannter Krustenbewegungen (saalische Phase) interpretiert. Das noch bestehende Relief wird fast völlig aufgefüllt, das Transportgefälle herabgesetzt, neue Liefergebiete machen sich bemerkbar. Hiebei handelt es sich insbesondere um Gebiete mit einer Quarzporphyrauflagerung. Auffallend ist die Abnahme der Porphyr-Zirkone von der Liegenden zur Hangenden Serie sowie, nochmals verstärkt, zu den Werfener Schichten. Bei den reichlich vorhandenen vulkanischen Komponenten wären innerhalb des Permoskyth-Sandsteines ganz andere Verhältnisse zu erwarten. Die Liegende Serie weist aber einen höheren Zirkon-Formfaktor auf als die Hangende Serie, in den Werfener Schichten ist der Zirkon-Formfaktor noch niedriger. Dies wird auf eine mehrfache Umlagerung infolge zunehmender Transportweiten zurückgeführt. Die Zirkone des Permoskyth-Sandsteines zeigen, verglichen mit dem kontinentaldetritischen Perm, geringere Ätzerscheinungen, vielleicht eine Auswirkung des noch immer warmen, aber eher trockenen Klimas (alle Angaben nach NIEDERMAYR, 1975).

Der Permoskyth-Sandstein weist bessere Sortierung und Rundung auf als das darunterliegende kontinentaldetritische Perm. Nach den granulometrischen Messungen NIEDERMAYRS handelt es sich aber immer noch um fluviatile Schüttungskörper. Eine Schüttungsrichtung ist bisher nicht bekannt. Das Milieu ändert sich erst mit den plattigen, bald auch schräggeschichteten Sandsteinen, die NIEDER-MAYR schon den Werfener Schichten zurechnet. Sie entsprechen wahrscheinlich schon dem marinen Strandbereich. Marine Sedimentation, z. T. aus Stillwasserbereichen ist dann für die mittleren bis höheren Teile der Werfener Schichten gegeben. Die hier reichlich auftretenden Zirkone mit komplexen Flächen sind ebenso wie die Apatit-Maxima ein Anzeichen für zunehmende Abtragung von Gneisen und Graniten. In der Folge kam es zu stärkeren Abschnürungen einzelner Strandbereiche, angezeigt durch die verbreitet auftretenden Gipse und Rauhwacken.

Zusammenfassend können wir also festhalten, daß die terrestrisch-fluviatile Entwicklung des Perms ein weitgehend ausgeglichenes Relief hinterläßt. Bereits mit den Werfener Schichten beginnt die Ingression des Meeres, der Drauzug wird Teil eines äußerst flachen Schelfbereiches, der zunächst noch stark unter dem Einfluß terrigener Schüttungen steht.

### 3.3 Serien der Mitteltrias

Die mitteltriadische Entwicklung zeigt eine enorme Faziesdifferenzierung. Dies ist nicht nur im Drauzug, sondern auch in Nord-und Südalpen beobachtbar.

Aus Gründen der lithologischen Einheit wird das Cordevol hier bei der Mitteltrias behandelt, obwohl es in neuerer Zeit (vgl. u. a. JACOBSHAGEN, 1961) zum Karn gerechnet wird und damit in die tiefste Obertrias fällt.

# 3.31 "Alpiner Muschelkalk"

Gerade bei anisischen Sedimenten ist eine intensive Diskussion um die Namensgebung im Gange, insbesondere entzündet sich der Streit an der Verwendung des Namens "Alpiner Muschelkalk". BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 a : 11 ff.) sind auf die in den Nördlichen Kalkalpen bestehende Problematik ausführlicher eingegangen. Aus diesem Grund kann hier eine Diskussion unterbleiben. BECHSTÄDT & MOSTLER verwenden zwar den Namen "Alpiner Muschelkalk" weiter (im Range einer Formation), weisen aber auf die dringend notwendige stratigraphische Neubearbeitung hin.

Im Drauzug wird der Name "Muschelkalk" 1898 durch GEYER eingeführt, der Begriff wird von den nachfolgenden Bearbeitern zumeist übernommen. VAN BEM-MELEN (u. a. 1957) wählt die Bezeichnung "Unterer Muschelkalk" und "Dolomitisches Zwischenniveau des Muschelkalkes" für den GEYERschen "Muschelkalk", er wählt den Begriff "Oberer Muschelkalk" für die "Partnachschichten" GEYERS. Der hierdurch erreichte litho- und chronostratigraphische Umfang des Begriffes "Muschelkalk" weicht aber von dem in den übrigen Alpen zumeist verwendeten Umfang ab, weshalb diese stratigraphische Terminologie abgelehnt wird (BRANDNER, 1972; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b; BECHSTÄDT et al., 1976). Auch VAN BEMMELEN & MEULENKAMP sprechen 1965 innerhalb der Lienzer Dolomiten von einer "Partnach-Folge", ohne auf den Grund für die Änderung der Nomenklatur einzugehen. NIEDERMAYR et al. (1975), aber auch schon GEYER (1901 a) bezeichnen anisische Sedimente südlich Feistritz/Drau als Gutensteiner Schichten. Die Flaser-Wurstelkalke, Sandsteine, Knollenkalke etc. des Drauzuges können jedoch mit den Gutensteiner Schichten (ebenflächige, dunkle Kalke) des Typgebietes faziell keineswegs verglichen werden (BECHSTÄDT & MOSTLER, in Vorbereitung). Die Bezeichnung ist hier genauso wie im W der Nördlichen Kalkalpen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a) abzulehnen.

BAUER (u. a. 1970) und BRANDNER (1972, 1976: in BECHSTÄDT et al.) verwenden die SARNTHEINSche Bezeichnungsweise (u. a. 1965) "Serie des Alpinen Muschelkalkes", um "der Vielfalt an Faziesentwicklungen gerecht zu werden" (BRANDNER, 1972:145). Bei "informellen Gesteinseinheiten im ungefähren Rang einer Formation" wird nach den Ausführungen der SCHWEIZER. GEOLOG. KOM-MISSION (1973) der Serienbegriff tatsächlich häufig verwendet, obwohl "Serie" an und für sich ein chronostratigraphischer Terminus ist. Auch besteht eine Formation definitionsgemäß ja aus verschiedenen Formationsgliedern, so daß schon hierdurch die bestehende Vielfalt der Faziesausbildung klar ausgedrückt wird. Solange die stratigraphische Stellung des "Alpinen Muschelkalkes" (Formation, Gruppenbezeichnung) nicht fixiert ist, bzw. der Name durch eine günstigere Bezeichnung oder günstigere Bezeichnungen ersetzt ist, wird er hier (unter Anführungszeichen) weiter verwendet, als lithostratigraphische Einheit im ungefähren Range einer Formation. Auf den Zusatz "Serie" wird verzichtet.

Der "Alpine Muschelkalk" des Drauzuges (vgl. Abb. 4 und 6) wird unterteilt in: Flaser-Wurstelkalk-Folge, gipsführende Tonschiefer und Dolomite, Sandstein, Knollenkalk-Folge, "Dolomitisches Zwischenniveau". Diese Begriffsfassung ist gegenüber BAUER (1970) und CERNY (1977) etwas eingeschränkt. Der Vergleich zwischen Gailtaler Alpen und Karawanken wird durch eine unterschiedliche Begriffsfassung stratigraphischer Bezeichnungen erschwert. BAUER (1970, 1973) und CERNY rechnen dem "Alpinen Muschelkalk" Gesteinstypen zu, die im W infolge ihrer dort größeren Mächtigkeit als eigene Einheiten ausgeschieden wurden. Dunkle, ebenflächige, gebankte bis plattige Kalke stellt BAUER (1970:195, 196) zur Abfolge des "Alpinen Muschelkalkes"; ähnliche Ablagerungen werden von STRUCL (1974) als "Obere Gesteinsserie" (des "Alpinen Muschelkalkes") bezeichnet, von CERNY "Bankkalke" genannt (innerhalb der "Oberen Schichtgruppe"). In den Gailtaler Alpen hingegen werden diese Sedimente seit GEYER den "Partnachschichten" zugerechnet (vgl. Kap. 3.35); für diese Gesteine wird in dieser Arbeit der Ausdruck "Fellbacher Kalk" vorgeschlagen. Eine ähnlich unterschiedliche Zuordnung gilt für bunt gefärbte, knollige Kalke, die in den Karawanken zur Abfolge des "Alpinen Muschelkalkes" gerechnet werden, die am Dobratsch von Colins & NACHTMANN (1974) jedoch als eigene Formation ("Buntkalke") ausgeschieden wurden.

3.311 Flaser-Wurstelkalk-Folge (Virgloriakalk)

In Abwandlung des von BECHSTÄDT et al. (1976) verwendeten Begriffes "Flaser-Wurstelkalk-Komplex" wird hier von einer "Flaser-Wurstelkalk-Folge" gesprochen, da der Begriff "Komplex" nach den Empfehlungen der Schweizer. GEOLOG. KOMMISSION (1973) auf größere Einheiten beschränkt bleiben soll (z. B. Bündner Schiefer-Komplex). BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 a) konnten aufzeigen, daß für die faziell entsprechenden Wurstelkalke der Kalkalpen seit F. v. RICHT-HOFEN (1859) die Bezeichnung "Virgloriakalk" zur Verfügung steht (Lithostratotypus Amatschon-Joch oberhalb des Virgloria-Tobels, Vorarlberg). Der Name wird hier jedoch in Klammern geführt, da eine exakte stratigraphische Durcharbeitung dieses Abschnittes innerhalb der Nördlichen Kalkalpen sowie der detaillierte Vergleich mit dem Drauzug noch aussteht.

Der Name "Wurstelkalk" hinwiederum geht auf ROTHPLETZ (1888) zurück, mit den "Wursteln" sind Grabgänge gemeint.

Die im allgemeinen 150-300 m mächtige Flaser-Wurstelkalk-Folge liegt fast im gesamten Drauzug (BECHSTÄDT et al., 1976; BAUER, 1970; BRANDNER, 1972; NACHTMANN, 1975 a, b; STRUCL, 1974; CERNY, 1977) an der Basis des "Alpinen Muschelkalkes". Die abweichende Entwicklung des Dobratsch wird im Kap. 3.312 beschrieben.

Der Name zeigt schon die zwei Hauptsedimenttypen auf: Flaserkalke und Wurstelkalke.

a) Flaserkalke: dunkle mergelige Kalke (untergeordnet Dolomite) mit flaseriger bis linsiger Schichtung, hervorgerufen durch sandig-siltiges, terrigenes Material. Ob ursprünglich Schrägschichtung vorhanden war, konnte nicht geklärt werden, die diagenetischen Einflüsse (Drucklösung) zerstörten die Sedimentgefüge zumeist.

b) Wurstelkalke: Bereiche mit z. T. äußerst starker Bioturbation, nach BRAND-NER (1976, in BECHSTÄDT et al.) hervorgerufen durch insbesondere *Thalassinoides* und ähnliche Formen. Teilweise sind aber auch diagenetische Vorgänge bei der Entstehung der Wurstelkalke mitbeteiligt (BRANDNER, 1972). Dies ist sogar zu erwarten, da die Bereiche intensiver Bioturbation mit ihren massenhaft auftretenden und durch organischen Schleim zunächst stabilisierten Grabgängen für Drucklösungen besonders ansprechbar sind.

Neben den Flaser- und Wurstelkalken treten noch auf:

c) arenitisch-ruditische Kalklagen, z. T. Oolithe. Ortlich kann eine Abfolge von plattigen Kalken sowie Bankkalken (mit Ooid-Einlagerungen) ca. 100 m mächtig werden. Die Folge ist z. T. dolomitisiert.

Die Flaser-Wurstelkalke können in enger Wechsellagerung auftreten, die einzelnen Sedimenttypen bauen aber auch mächtigere Profilanteile auf. So tritt im N des Drauzuges (u. a. Profil Staff) die Flaserkalk-Folge im Liegenden auf, während die Wurstelkalke höhere Abschnitte des Profiles einnehmen. In den Nordkarawanken (vgl. CERNY, 1977) nimmt eine Abfolge plattiger Kalke und Bankkalke den top der Flaser-Wurstelkalk-Folge ein. Im Bereich des Waidischtales (westlich Zell-Pfarre) besteht die ganze Abfolge im Liegenden des "Dolomitischen Zwischenniveaus" aus etwa 160 m mächtigen plattigen Dolomiten (mit pellets und Ooiden), die glimmer- und quarzreiche Mergellagen eingeschaltet haben (CERNY); hier treten auch Breccien und Rauhwacken auf. Wahrscheinlich handelt es sich um eine spätdiagenetische Dolomitisierung der oben erwähnten Plattenkalke. Als Flaser-Wurstelkalk ist auch die "Untere Kalkserie" STRUCLS (1974) anzusprechen.

Die Schüttungen des feinklastischen Materials sind von erhöhter Bedeutung, erlauben sie doch den Anschluß an die Fazies der unterlagernden Werfener Schichten. Leider fehlen Schwermineralanalysen, so daß eine Aussage über die Art der Liefergebiete nicht möglich ist.

Die relativ geringe Fossilführung der Flaser- und Wurstelkalke erschwert die Alterseinstufung. Teilweise mag die starke Bioturbation am Zurücktreten verwertbarer Fossilien beteiligt sein. Ostracoden, turmförmige Gastropoden, Crinoidenspreu (*Dadocrinus gracilis*) sowie Pflanzenhäcksel sind zu nennen. Die spärlichen Foraminiferen weichen nach RESCH (zitiert in NACHTMANN, 1975 b) von sonstigen Anis-Formen etwas ab, RESCH folgend ist dies ebenso wie die Fossilarmut ein Hinweis auf ungünstige Lebensbedingungen. Für anisisches Alter spricht insbesondere *Dadocrinus gracilis*, wenn auch der Leitwert etwas problematisch ist (vgl. BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970).

#### 3.312 Gipsführende Tonschiefer und Dolomite

Als zeitliches Äquivalent der Flaser-Wurstelkalk-Folge treten am Dobratsch 100—150 m mächtige gipsführende Tonschiefer mit zwischengelagerten Dolomitlagen auf. Diese Dolomite enthalten vielfach (auf Grund diagenetischer Erscheinungen allerdings meist schlecht erkennbare) Ooide sowie pellets (NACHTMANN, 1975 a, b). Trockenrisse sind nicht selten. Fossilien fehlen innerhalb der Dolomite fast völlig.

Die meist dunkelgrauen Tonschiefer bis Mergel sind meist glimmerarm, ein Gegensatz zu den unterlagernden Werfener Schichten. Besonders charakteristisch sind weiße bis intensiv rosa Gipslagen. Im höheren Bereich der Abfolge treten einzelne Sandsteinbänke auf, die in der Hauptsache aus zumeist undulösen Quarzen, Feldspäten, Hellglimmer und Chlorit zusammengesetzt sind. An Schwermineralien treten Turmalin, Zirkon, Apatit und Rutil auf, exakte Schwermineralanalysen fehlen jedoch. Die Sandsteinlagen stellen Ausläufer des unter 3.313 genannten Sandsteines dar.

Aus verschiedenen Bereichen der Tonschiefer stammen Sporen, die nach W. KLAUS (zitiert in COLINS & NACHTMANN, 1974) "eindeutig auf Anis hinweisen".

## 3.313 Sandstein

Die Abfolge des "Alpinen Muschelkalkes" im Drauzug ist insbesondere durch ihre stark terrigen beeinflußte Fazies ausgezeichnet. Ist dieser terrigene Einfluß schon in der Flaser-Wurstelkalk-Folge spürbar, so erreicht er im westlichen Drauzug mit dem bis 60 m mächtigen mittelanisischen Sandstein sein Maximum. Nach BRANDNER (in BECHSTÄDT et al., 1976) treten in Konglomeratlagen öfters bis cm-große Quarzporphyrgerölle auf. Der Mineralbestand der Sandsteine besteht nach BRANDNER (1972) aus undulösen Quarzen als Hauptgemengteil, erdigen K-Na-Feldspäten, Plagioklas, Mikroklin, Myrmekit, Biotit (mit Zirkoneinschlüssen), Chloritpseudomorphosen nach Biotit. Untergeordnet treten Turmalin, Granat, Apatit auf. Schwermineralanalysen fehlen bisher. Im Sandstein von Jadersdorf können Karbonat-Bruchstücke relativ häufig gefunden werden.

Als Ausgangsgesteine kommen insbesondere saure Gesteine in Frage. Infolge des relativ hohen Feldspatgehaltes ist nicht mit einer nochmaligen Aufarbeitung von Werfener Schichten bzw. Permoskyth-Sandstein zu rechnen (BRANDNER, 1972). Auch der im unmittelbar Liegenden befindliche Flaser-Wurstelkalk wird nicht (oder kaum) von der Aufarbeitung erfaßt. Aufarbeitungsgebiet könnte vielmehr ein Kristallin-Areal mit auflagerndem Quarzporphyr gewesen sein. Die relative Nähe eines Küstenbereiches wird durch meist reichlich vorhandenen Pflanzenhäcksel unterstrichen. Crinoidenstielglieder (darunter Encrinus liliiformis) und Foraminiferen zeigen die Ablagerung innerhalb eines marinen Bereiches an; auf der anderen Seite weisen Weiterwachssäume an detritischen, zersetzten Feldspäten entsprechend den Angaben bei FÜCHTBAUER (1967) auf Umlagerungen im fluviatilen Bereich. Ein gewisser Süßwassereinfluß wird regional auch durch zopfartige Lebensspuren (Gyrochorte, det. SEILACHER) angezeigt (den Angaben bei HALLAM, 1970 folgend). In den Lienzer Dolomiten treten innerhalb dieses Bereiches auch red beds auf, weiters müssen Kalkarenite mit Caliche-Krusten und vadosen Zementen erwähnt werden.

Nach dem Ende der Sandeinschüttung zeichnet sich im westlichen Drauzug eine Faziesdifferenzierung ab, ähnliches gilt zur gleichen Zeit auch für die Nordkarawanken. In den Hochzonen setzt sich die Flaser-Wurstelkalk-Folge fort und dauert bis zu der alles übergreifenden Fazies des "Dolomitischen Zwischenniveaus" an. In den Nordkarawanken breitet sich nach CERNY (1977) eine Bankkalkfazies aus, die Oolith-Bänke enthält. Andernorts legen sich knollige Kalke (vgl. 3.314) auf den Sandstein, bzw. wo dieser fehlt oder zurücktritt auf die Flaser-Wurstelkalk-Folge. Zwischen beiden gibt es auch Übergangstypen, beispielsweise die von NACHTMANN (1975 b) beschriebenen "Fossil- und Übergangskalke" (vgl. hierzu auch BAUER, 1970; BRANDNER, 1972; STRUCL, 1974).

#### 3.314 Knollenkalk-Folge

Diese etwa 100 m mächtige Abfolge besteht aus siltitischen Mergeln bis Tonschiefern, besonders aber aus dunkelgrauen Kalkbänken, die in mergelig-kalkige Knollenhorizonte übergehen bzw. mit diesen wechsellagern. Die Schüttung terrigen-klastischen Materials ist noch spürbar, geht aber zunehmend zurück.

Auffallend ist das erstmalige Auftreten von Glaukonit innerhalb der Trias-Abfolge. Nach McRAE (1972) stellt Glaukonit ein Leitmineral für Transgressionen dar. Dies wird durch den Fossilgehalt bekräftigt: erstmals sind Faunen des offenen Meeres zu beobachten (vgl. HAUSER, 1975). Es handelt sich um Cephalopoden, bestimmte Foraminiferen, Conodonten, Filamente. Daneben sind Holothuriensklerite und Brachiopoden von Bedeutung. Die auftretenden Onkoide sind wohl eingeschwemmt. Der hohe Gehalt an Faunen aus dem pelagischen Bereich, weiters bestimmte Foraminiferen (besonders *Vidalina*, Hinweis durch RESCH, zitiert in HAUSER) weisen ebenso wie die Angaben TICHYS (1975 b) auf Wassertiefen von etwa 30-50 m hin. Altersmäßig ist die Knollenkalk-Folge in das ?Pelson-Illyr zu stellen. Fossillisten finden sich bei HAUSER (1975), NACHTMANN (1975 a, b) sowie TICHY (1975 b).

Die Genese der Kalkknollen kann hier nicht erörtert werden. Die für frühdiagenetische Bildung von Konkretionen und Fällungskonllenkalken anzunehmenden sowohl oxydierenden Verhältnisse (auf der Sedimentoberfläche, ev. auch in den obersten Sedimentschichten) als auch reduzierenden Bedingungen (in tieferen Sedimentlagen) lassen sich mit den Beobachtungen gut vereinbaren (u. a. reichlich Pyrit, andererseits Benthonten). Eine Zusammenstellung derzeit angenommener Modelle der Knollenkalkentstehung geben BECHSTÄDT & BRANDNER (1970).

3.315 "Dolomitisches Zwischenniveau" ("Zwischendolomit")

VAN BEMMELEN (1957) erkannte, daß zwischen dem Muschelkalk GEYERS (1898) und dessen Partnachschichten stets eine dolomitische, seltener kalkige Fazies eingeschaltet ist. Entsprechend seiner Nomenklatur (Unterer Muschelkalk, Oberer Muschelkalk, vgl. Kap. 2) nannte er die zwischengelagerte Karbonatentwicklung "Dolomitisches Zwischenniveau des Muschelkalkes". Die nachfolgenden Bearbeiter dieser Faziesabfolge (BRANDNER, 1972; COLINS & NACHTMANN, 1974; NACHTMANN, 1975 a, b; HAUSER, 1975; BECHSTÄDT et al., 1976) behalten den (etwas gekürzten) Namen "Dolomitisches Zwischenniveau" bei oder sprechen, nochmals gekürzt, von "Zwischendolomit". Auch hier soll diese informell gebrauchte Bezeichnung weiter verwendet werden, obwohl klar ist, daß bei einer stratigraphischen Neubearbeitung der anisischen Abfolge eine neue Namensgebung wünschenswert wäre.

Der 100-200 m mächtige "Zwischendolomit" legt sich sowohl über die Flaser-Wurstelkalk-Folge als auch über die Knollenkalk-Folge und zeigt damit eine weitgehende Nivellierung des Ablagerungsbereiches an.

Innerhalb der Lienzer Dolomiten wird der Knollenkalk örtlich (BRANDNER, 1972) von kleinen Riffknospen (etwa 20 m mächtig) überlagert. Wichtig ist das häufige Auftreten eines für oberanisische Riffe typischen gegliederten Kalkschwammes (Olangocoelia otti BECHSTÄDT & BRANDNER). Nach BAUER (1970) kam es auch im Anis der östlichen Karawanken zu kurzzeitigen Riffentwicklungen, BAUER beschreibt u. a. segmentierte Kalkschwämme sowie Tubiphytes obscurus MASLOV

Über diesen nur regional beobachtbaren ersten Ansätzen einer Riffentwicklung bzw. an Stelle dieser folgen teils massige, teils auch dünnerbankige, laminierte Dolomite. LF-Gefüge (vgl. TEBBUTT et al., 1965), Stromatolithrasen, polygonale Trockenrisse sowie tepee-Strukturen (indianerzeltartige Aufwölbungen von Flachwasserkarbonaten, vgl. ASSERETO & KENDALL, 1977) zeigen die Entstehung zumindest der hangenden Abschnitte im Gezeitenbereich an.

Dem "Dolomitischen Zwischenniveau" entspricht die aus den östlichen Karawanken beschriebene "Mittlere Gesteinsserie" STRUCLS (1974). Dieser Abschnitt ist wegen der in der Topla auftretenden und derzeit in Abbau befindlichen Blei-Zink-Vererzung von besonderem Interesse. Diese häufig mit Stromatolithen bzw. Gezeitenbreccien in Verbindung stehende Vererzung wird von STRUCL als sedimentär-frühdiagenetisch gedeutet. Neben Topla treten innerhalb des "Dolomitischen Zwischenniveaus", aber auch in der unterlagernden Flaser-Wurstelkalk-Folge, noch an zahlreichen weiteren Stellen kleine, derzeit nicht bauwürdige, zum Großteil aber auch schlecht bekannte Blei-Zink-Vererzungen auf (vgl. WARCH, 1973); auf Probleme der Blei-Zink-Vererzung in anisischen Gesteinen wird auch bei CERNY (1977) eingegangen.

Gewisse Probleme bestehen bei Korrelierungsversuchen zwischen östlichem und westlichem Drauzug. CERNY beschreibt einen im Hangenden der Flaser-Wurstelkalk-Folge der Nordkarawanken auftretenden epigenetischen Dolomit, den er "Zwischendolomit" nennt. Obwohl er dieses Niveau mit den mittelanisischen Knollenkalken und Sandsteinen der Gailtaler Alpen vergleicht, glaube ich, daß dieser Bereich eher mit höheren, kalkreicheren Abschnitten der Flaser-Wurstelkalk-Folge oder mit dem überlagernden "Dolomitischen Zwischenniveau" zu parallelisieren ist. Die in den Karawanken darüberliegende Schichtfolge aus



Abb. 3. Lage der Hochzonen, Mächtigkeit der Beckensedimente und Schüttungsrichtungen der Klastika während des Anis und Ladin. Die Intertektonik des Drauzuges wurde entsprechend O. KRAUS (1969) entzerrt. Beachte die etwa E-W-gerichteten paläogeographischen Strukturen. Bild nach BECHSTÄDT et al. (1976).

28

"Bankkalken" und "Knollenkalken" setze ich mit dem "Fellbacher Kalk" und dem "Buntkalk" (vgl. Kap. 3.34 und 3.35) gleich.

In höheren Bereichen des "Dolomitischen Zwischenniveaus" treten Tuffe und Tuffite auf (vgl. WARCH, 1966, 1973). Auf diese wird im Kapitel 3.33 eingegangen.

Das "Dolomitische Zwischenniveau" läßt sich stratigraphisch nur indirekt einstufen, aufgrund der altersmäßigen Zuordnung der unter- und überlagernden Einheiten. Danach fällt es in das Illyr.

# 3.32 Paläogeographie des "Alpinen Muschelkalkes"

Die erstmals einsetzende Faziesheteropie zeigt die insbesondere ab dem Mittelanis anzunehmende kleinräumige Gliederung des Ablagerungsbereiches an.

Die Ingression des Meeres war schon zur Zeit der Werfener Schichten erfolgt. Die lagunären Verhältnisse dieses Zeitabschnittes werden nur allmählich, bei gleichmäßigem Absinken des Untergrundes und nachlassender Zufuhr terrigenen Materials, durch einen kaum gegliederten, flachen Schelfbereich abgelöst (Flaser-Wurstelkalk-Folge). Unregelmäßig eingeschaltete Untiefenbereiche wechseln mit geschützten Gebieten, in denen bei Wassertiefen von nur wenigen Metern eine starke Durchwühlung erfolgt (Angaben nach BRANDNER, in BECHSTÄDT et al., 1976).

Die Basisabfolge des Dobratsch ("Gipsführende Tonschiefer und Dolomite") stellt wahrscheinlich einen höher salinaren Lagunenbereich dar, der dem Lande evtl. etwas näher lag als die Flaser-Wurstelkalk-Folge. Über die Lage des Liefergebietes bzw. der Liefergebiete ist derzeit keine Aussage möglich.

Auf dem breiten Schelfraum der damaligen Zeit herrschten nur eingeschränkte Lebensbedingungen.

Für die im Pelson erfolgende Einschüttung mittel- bis grobklastischen terrigenen Materials ("Sandstein") sind wohl relieferzeugende Bewegungen im Hinterland verantwortlich. BRANDNER (in BECHSTÄDT et al., 1976) nimmt aufgrund der aufgezählten Fakten eine Ablagerung in Deltabereichen an, während das Liegende und Hangende (s. d.) im Bereich eines Prodeltas abgelagert wurde.

Vektorielle Gefüge, insbesondere aber das Auftreten der Sandsteine in drei getrennten Arealen innerhalb des westlichen Drauzuges, sind für BRANDNER der Anlaß, drei verschiedene Liefergebiete anzunehmen; BRANDNER denkt an eine jetzt einsetzende Gliederung des Ablagerungsraumes, die durch die Sandschüttungen teilweise kompensiert wird. Aus diesem Grund blieb im N der Flachwassercharakter erhalten, während andernorts, z. B. auf der Südseite des Reißkofels, die Absenkung andauerte: hier folgen Knollenkalke über dem Sandstein.

Fraglich ist jedoch, ob die drei voneinander getrennten Sandsteinvorkommen tatsächlich auf drei verschiedene Liefergebiete (zwei im N, eines im S) hinweisen, oder ob nicht der Sandstein des Gebietes von Jadersdorf mit jenem des Reißkofel-Jauken-Gebietes zu verbinden ist. Von der Verbreitung und Fazies der überlagernden Gesteinsabfolgen (in beiden Gebieten Flachwasserfazies des Flaser-Wurstelkalkes über dem Sandstein, beidesmal Fellbacher Kalk und Lagunenfazies des Wettersteinkalkes) wird ein gewisser Hinweis darauf gegeben, daß es



Abb. 4. Standardprofil des "Alpinen Muschelkalkes" und der Wettersteinkalk-"Fellbacher Kalk"-"Buntkalk"-Entwicklung. Beachte die zweimalige Absenkung des Ablagerungsraumes im Mittelanis und im Oberanis/Unterladin (vgl. hierzu auch die Abb. 5 und 10). Bild nach BECHSTÄDT et al. (1976).

sich bei Jadersdorf um den gleichen paläogeographischen Bereich handeln könnte. Trifft diese Hypothese zu, dann wäre die klastische Abfolge von Jadersdorf mit jener nördlich des Jauken zu verbinden, so daß auf die Annahme eines südlichen Liefergebietes verzichtet werden könnte. In diesem Fall wäre die Abb. 3 entsprechend zu modifizieren.



Abb. 5. Paläogeographische Schnitte während des Anis. Zur Lage der Schnitte vgl. Abb. 1. Im mittleren Anis setzt eine erste Phase der Dehnungstektonik ein, die eine Gliederung des Ablagerungsraumes bewirkt. Im Oberanis ist eine erneute Nivellierung zu erkennen, im Gegensatz zum Skyth jedoch ohne terrigen-klastische Beeinflussung. Bild nach BECHSTÄDT et al. (1976).

Abb. 6 a, b (S. 32, 33). Stratigraphisches Schema der Trias der Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten. Modifiziert und erweitert nach BECHSTÄDT et al. (1976). Zur Lage des Schnittes vergleiche Abbildung 1.

Das Faziesschema beruht auf Profilen, die in folgender Literatur angegeben sind: 1. BRANDNER (1972); 2. SCHLAGER (1963), VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965), MARIOTTI (1972), LEIST (in Vorbereitung), BICHLMANN (in Vorbereitung); 3. SCHLAGER (1963); 4. KÖHLER (1973); 5. MOSTLER (1972 a), SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR (1973), NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1974), NIEDERMAYR (1975), VAN AMEROM & BOERSMA (1974), VAN AMEROM et al. (1976 a, b); 6. P. J. MÜLER (1977), KRAUS (1969), HAUSER (1975); 7. HAUSER (1975); 8. BRAND-NER (1972), BECHSTÄDT et al. (1976), KÖNIG (1975), eigene Beobachtungen (unpubliziert); 9. KRAUS (1969); 10. BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 b), HAUSER (1975), KRAUS (1969); 11. FRITSCH (1961), BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 b), NACHTMANN (1975 a, b); 12. WARCH (1973), NACHT-MANN (1975 a, b), KÖNIG (1975), BECHSTÄDT et al. (1976), eigene Beobachtungen (unpubliziert); 13. WARCH (1973), TICHY (1975 b); 14. NACHTMANN (1975 a), KÖNIG (1975), eigene Beobachtungen (unpubliziert); 15. HOLLER (1951), KRAUS (1969), SCHULZ (1970), BECHSTÄDT (1975 c); 16. HOLLER (1960), KRAUS (1969), SCHULZ (1973, 1975), BECHSTÄDT (1975 a, c), TICHY (1975 a), eigene Beobachtungen (unpubliziert); 17. COLINS & NACHTMANN (1974), COLINS (1975), NACHTMANN (1975 a); 18. KRAUS & OTT (1968), KRAUS (1969), COLINS & NACHTMANN (1974).



LEGENDE: Haupt-Fazies-Charakter der Gesteine



32



Abb. 6 b

In den Nordkarawanken fehlen Sandschüttungen, dies weist auf eine etwas größere Entfernung zum Hinterland hin. Hier treten auch mehr Karbonate im Liegenden des "Dolomitischen Zwischenniveaus" auf, ebenfalls ein Hinweis darauf, daß auch die mittelanisischen feinklastischen Schüttungen dieses Gebietes nur sporadisch erreichen konnten.

Die sich insbesondere im S, aber auch im E ausbildenden Beckenbereiche sind die Ursache der erstmals verbesserten Durchlüftung (stärkere Strömungen), die zur Entstehung einzelner Riffknospen an den Rändern der Knollenkalk-Becken beitrug. Diese überwachsen in der Folge die Beckenbereiche randlich. Gleichzeitig läßt auch die terrigene Beeinflussung nach und hört bald völlig auf, so daß Karbonatsedimentation auf breiter Linie einsetzt. Tidal-flat-Verhältnisse stellen sich ein. Die Zwischendolomit-Plattform scheint also in einiger Entfernung vom Festland gelegen zu haben bzw. war von diesem durch eine Senke getrennt, die klastisches Material aufnahm.

Zusammenfassend können drei Abschnitte innerhalb der Ablagerungszeit des "Alpinen Muschelkalkes" unterschieden werden:

a) eine Periode ruhiger Sedimentation im Unteranis, eine gewisse terrigene Beeinflussung ist zu erkennen.

b) eine Periode starker Faziesdifferenzierung im mittleren und höheren Anis. Der westliche Drauzug gerät in den Einflußbereich fluviatiler Schüttungen. Die Sande wurden teilweise umgelagert und füllen einzelne Depressionen auf. Im nördlichen Teil des westlichen Drauzuges bildet sich eine, immer noch klastisch beeinflußte Flachwasserplattform heraus, die etwa E-W streicht. Sie wird im S von einem Beckenbereich begleitet, die Wassertiefen betrugen wahrscheinlich um 50 m. Auch im NE der Gailtaler Alpen treten Reste eines Beckens auf. In den Karawanken ist eine paläogeographische Gliederung der unter- und mittelanisischen Sedimente nur bedingt möglich (CERNY, 1977).

c) eine Periode der Stabilisierung, die an die Zeit der Faziesvielfalt anschließt. Im Oberanis baut sich die Zwischendolomitplattform auf, die erstmals in der postvariscischen Geschichte keine terrigene Beeinflussung mehr erkennen läßt.

Wie wir später noch sehen werden ist diese Entwicklung (Faziesdifferenzierung, Becken- und Riffbildung, Ausbreitung einer Karbonat-Plattform mit örtlichen Blei-Zink-Vererzungen) ein Abbild im Kleinen der Verhältnisse, die vom höchsten Anis bis zum Unterkarn folgen.

# 3.33 Mitteltriadische Vulkanite

PILGER & SCHÖNENBERG (1959) beschrieben von der Dobratsch-Südseite, aus dem Rupa-Graben nordöstlich Nötsch, etwa 100 m mächtige Vulkanite, insbesondere Tuffe. Bald darauf wurden von STREHL (1960) bzw. FRITSCH & STREHL (1961) in der Umgebung des zuerst aufgefundenen Vorkommens weitere Tuffe und Laven entdeckt. Erst COLINS & NACHTMANN (1974) gelang es jedoch nachzuweisen, daß an der Dobratsch-Südseite innerhalb zweier übereinanderliegender tektonischer Einheiten und mit einer E-W Erstreckung von etwa 11 km ein durchgehender Vulkanit-Horizont auftritt. Das von COLINS & NACHTMANN (1974 : 16) gegebene Profil ist jedoch insoweit zu modifizieren, als es sich bei der in den unterlagernden "Zwischendolomit" eingeschalteten mächtigen Tuffabfolge nach dem eigenen Geländebefund mit größter Wahrscheinlichkeit um einen tektonisch eingeklemmten Horizont handelt (vgl. Abb. 7).

Andererseits sind jedoch Tufflagen, wenn auch nur cm- bis dm-mächtig, aus anderen Vorkommen des "Zwischendolomites" bekannt. Mitteltriadische Vulkanite wurden weiters aus dem "Fellbacher Kalk" (früher als Partnachschichten bezeichnet, vgl. Kap. 3.35) von zahlreichen Stellen beschrieben (SCHLAGER, 1963; WARCH, 1966, 1973; KOSTELKA & SIEGL, 1966; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b; HAUSER, 1975; KÖNIG, 1975; u. a.). Schon GEYER (1901 a) nennt ein Tuffvorkommen aus den "Fellbacher Kalken". Nach den Untersuchungen WARCHs handelt es sich bei den Tuffbänken innerhalb der "Fellbacher Kalke" um trachytische, andesitische und dazitische Tuffe und Tuffite. BAUER (1970) erwähnt Tuffvorkommen aus den östlichen Karawanken innerhalb von Knollenkalken (die in den Gailtaler Alpen als "Buntkalke" bezeichnet werden, vgl. Kap. 3.34).

Die ersten vulkanischen Ereignisse zeichnen sich also im Oberanis ab: es handelt sich stets um pyroklastisches Material, vorwiegend Tuffite, nur seltener reine Tuffe. Entsprechend der von VIDAL (1953) für die altersgleichen Tuffe innerhalb der Reiflinger Kalke der Nördlichen Kalkalpen (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a, 1976) gegebenen Einteilung kann auch hier zwischen Staub-, Aschenund Kristalltuffen unterschieden werden. Die beiden erstgenannten sind meist so stark zersetzt, daß die Tuffnatur oft nicht eindeutig belegbar ist, sondern aus Analogieschlüssen anzunehmen ist.

Auf den tuffitischen Vulkanismus wird bei BECHSTÄDT et al. (1976) näher eingegangen. Es handelt sich generell um Abkömmlinge eines alkalibetonten, andesitischen bis trachytischen Vulkanismus.

Am Dobratsch treten, zusammen mit den Tuffiten, auch dünne Lavalagen auf. Lavalagen, zusammen mit Tuffen, werden von SCHLAGER (1963) auch von der Mussen, westlich des Gailberg-Sattels, beschrieben.

Nach den bisherigen Untersuchungen der Lavalagen des Dobratsch (monokliner Pyroxen, zonar gebaute basische Plagioklase, hoher Anteil an Glassubstanz, relativ viele opake Minerale) handelt es sich um Augit-Andesite. Diese stimmen weitgehend überein mit mitteltriadischen Vulkaniten der Südalpen, die nach FERRARA & INNOCENTI (1974) mit einem subkrustalen alkalibasaltischen Magmatismus in Verbindung stehen.

Der Vulkanismus entspricht altersmäßig der stratigraphischen Reichweite der Tuffe, Tuffite und untergeordnet Laven (Melaphyr von Lech) der Nördlichen Kalkalpen (SUMMESBERGER & WAGNER, 1972; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a, 1976; u. a.), er reicht vom Illyr bis ins Langobard (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b; COLINS & NACHTMANN, 1974).

# 3.34 "Buntkalke" (sensu Colins & Nachtmann, 1974)

PILGER & SCHÖNENBERG (1959) machten, zusammen mit den eben erwähnten Vulkaniten, von der Dobratsch-Südseite bunt gefärbte, oft knollige Kalke mit Ammoniten bekannt. COLINS & NACHTMANN (1974) zeigten auf, daß neben verschieden ausgebildeten Cephalopodenkalken auch Bank- und Knollenkalke auftreten. Der Übergang vom "Dolomitischen Zwischenniveau" zu den "Buntkalken" erfolgt innerhalb weniger dm.

Die unterschiedlichen Sedimenttypen zeigen eine recht charakteristische Bindung an die zwei tektonischen Stockwerke des Dobratsch (Liegend- und Hangendscholle sensu COLINS & NACHTMANN). Die maximal 50 m mächtigen Kalke setzen sich aus drei unterschiedlichen Typen von Cephalopodenkalken zusammen (die jeweils entweder an die Liegend- oder die Hangendscholle gebunden sind) sowie aus Bank- und Knollenkalken, die hauptsächlich in der Hangendscholle auftreten.

Manche der z. T. stark kondensierten Cephalopodenkalke entsprechen, auch altersmäßig, typischen Hallstätter Kalken, während die Knollen- und Bankkalke mit den Reiflinger Kalken der Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen sind.

Auf die Genese derartiger, z. T. kondensierter Cephalopodenkalke wird z. B. bei BACHMANN & JACOBSHAGEN (1974: mit weiterer Literatur) eingegangen. Die "Buntkalke" des Dobratsch werden bei COLINS & NACHTMANN (1974) sowie BECHSTÄDT et al. (1976) näher beschrieben.





Abb. 7. Profile der "Buntkalke" an der Dobratsch-Südseite, etwas vereinfacht nach COLINS & NACHTMANN (1974).
Auch aus den mittleren Nordkarawanken wurden graue, grünliche und rötliche Kalke bekannt, die BAUER (1970:196, 198) zum "Alpinen Muschelkalk" rechnet, die unserer Begriffsfassung nach aber "Buntkalke" darstellen dürften.

Die "Buntkalke" reichen vom Oberanis bis zum Oberladin (vgl. Profil, Abb. 7).

## 3.35 "Fellbacher Kalk"

Von GEYER (1898, 1901 a) wurde eine aus dunklen, plattigen Kalken bestehende Abfolge, die insbesondere im N der Gailtaler Alpen zwischen "Alpinem Muschelkalk" im Liegenden und Wettersteinkalk im Hangenden auftritt, zunächst als "Wengener Schichten", später als "Partnachschichten" bezeichnet. VAN BEMMELEN (1957) nennt die entsprechenden Gesteine "Oberer Muschelkalk", dieser Ausdruck wird von allen späteren Bearbeitern (vgl. Kap. 3.31) abgelehnt. 1965 verwenden allerdings auch VAN BEMMELEN & MEULENKAMP die Bezeichnung "Partnach-Folge".

BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 b) bezeichnen die entsprechende, bis 800 m mächtige stratigraphische Einheit als "mitteltriadischen Plattenkalk", da die im westlichen Drauzug stets ebenflächig ausgebildeten, z. T. papierdünn spaltenden Kalke mit dazwischen eingeschalteten dünnen Mergel- und Tonhäuten und nur wenigen etwas mächtigeren Mergelhorizonten nicht mit den überwiegend tonigmergelig ausgebildeten Partnachschichten der Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen sind (vgl. GÜMBEL, 1861).

Die Bezeichnung "mitteltriadischer Plattenkalk" bzw. "Plattenkalk" ist jedoch ungünstig, da sie zu Verwechslungen mit dem "Plattenkalk" im Hangenden des Hauptdolomites Anlaß gibt. Aus diesem Grunde wird die Bezeichnung "Fellbacher Kalk" neu eingeführt, locus typicus Fellbachgraben (Grund-Graben) südlich der Ortschaft Fellbach (zwischen Greifenburg und Sachsenburg im Drautal) (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b). Eine den stratigraphischen Anforderungen genügende Beschreibung des Typprofils soll im Rahmen einer Revision der triassischen lithostratigraphischen Einheiten des Drauzuges erfolgen. Aus diesem Grund wird die Bezeichnung "Fellbacher Kalk" vorderhand in Anführungszeichen gesetzt.

Die dunklen, stets bituminösen "Fellbacher Kalke" schwanken in ihrer Mächtigkeit stark. Sie überlagern ebenso wie die "Buntkalke" das "Dolomitische Zwischenniveau". Die hangendsten Lagen des ansonsten helleren unterlagernden Dolomites sind durch Ton- und Bitumengehalt deutlich dunkel- bis schwärzlichbraun gefärbt. Trotzdem gehört dieser Abschnitt noch eindeutig in den Gezeitenbereich (Trockenrisse, Stromatolithen, LF-Gefüge usw.). In einigen Profilen treten damit in Zusammenhang aber auch schon Hinweise auf die darüberfolgenden Sedimente auf in Form eingeschwemmter Biogene (Ammonitenbrut, Lamellibranchiaten, Gastropoden, usw.). Diesen Sedimenten entsprechen die von CERNY (1977) aus den Nordkarawanken beschriebenen oberanisischen "Bankkalke" (vgl. Kap. 3.315). Diese "Bankkalke" können an ihrer Basis, ebenso wie die tiefsten "Fellbacher Kalke", reich an Ammoniten sein (z. B. Waidischgraben). Die von CERNY aus einigen Profilen seiner "Bankkalke" beschriebenen Flachwasseranzeiger sind kein Grund gegen einen Vergleich mit den Beckenablagerungen der "Fellbacher Kalke". Hinweise auf Flachwasser treten nur im Liegenden der "Bankkalke" auf, im Übergangsbereich vom "Zwischendolomit" zu den hangenden Beckenablagerungen. Ähnliches ist auch an einigen Profilen der nördlichen Gailtaler Alpen zu beobachten, z. B. an dem von König (1975) beschriebenen Profil Riednock.

Nach einem etwa 7 bis 10 m mächtigen Übergangsbereich folgt in den Profilen Karalm und Fellbach das von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 b) beschriebene Fossillager, bestehend aus Lagen von Lumachellen, Filamentkalken sowie dazwischengelagerten feinkörnigen Kalken. Die Lumachellen werden insbesondere von Daonellen und Posidonien aufgebaut, also pseudoplanktischen Lamellibranchiaten. In die Filamentkalke sind z. T. sehr reichlich Ammoniten eingelagert (*Parakellnerites* u. a.). Eine Bearbeitung durch TICHY (Salzburg) ist noch nicht abgeschlossen.

Bedeutsam ist eine großteils starke Bioturbation. An Mikrofossilien treten Radiolarien und Foraminiferen, daneben Ostracoden (z. T. psychrosphärische Formen), Conodonten, Holothuriensklerite u. a. Echinodermenreste auf. Die Mega- wie auch die Mikrofauna ist z. T. stärker verkieselt. Eingeschaltet sind einerseits Tuffite, andererseits arenitische Lagen mit Dasycladaceen und Crinoiden, die als Schüttungen zu interpretieren sind.

Die Sedimente können in etwa mit denen der Fossillagerstätte Mte. San Giorgio im Tessin (vgl. u. a. RIEBER, 1973) verglichen werden. Übereinstimmung scheint auch in großen Teilen der Mega- und Mikrofauna zu herrschen. In diesem Zusammenhang sollte auch der Fund eines Sauriers der Gattung *Pachypleurosaurus* (WARCH, 1966) in einem allerdings stratigraphisch etwas höheren Niveau des "Fellbacher Kalkes" erwähnt werden. Knochenbruchstücke konnten an zahlreichen weiteren Stellen gefunden werden.

Beobachtungen an zusätzlichen, von mir aufgefundenen und in KÖNIG (1975) beschriebenen Stellen belegen, daß die oben geschilderten Verhältnisse, wenn auch unter einer gewissen Reduzierung des Fossilinhaltes, für den größten Teil der Basisbildungen des "Fellbacher Kalkes" (zumindest zwischen Reißkofel und Villach) zutreffen.

Die erwähnten reichen pelagischen Faunen sind allerdings nur für den basalen, etwa 30 m mächtigen Abschnitt kennzeichnend. In der Folge verarmen die Faunen sehr rasch, um wenig höher völlig auszusetzen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b). Einzig glattschalige Ostracoden, eine reiche *Spirorbis*-Fauna sowie agglutinierende Foraminiferen konnten beobachtet werden. In diesem Zusammenhang sind Funde von Coelestin (NIEDERMAYR et al., 1975 sowie eigene Beobachtungen), z. T. auch nur Calcitpseudomorphosen nach Coelestin (HAUSER, 1975) von Bedeutung. NIEDERMAYR et al. nehmen eine syngenetische bis frühdiagenetische Coelestinbildung an und diskutieren die Möglichkeit einer submarinen Schwellenzone bzw. von evaporitischen Flachwasserbedingungen. Viel wahrscheinlicher ist aber, daß es sich bei den angenommenen Evaporiten nicht um solche des Flachwassers, sondern um Becken-Evaporite handelt (vgl. WILSON, 1975). Die Annahme eines erhöhten Salzgehaltes wird durch das plötzliche Ausfallen der an der Basis des "Fellbacher Kalkes" noch reichlich vorhandenen stenohalinen Echinodermaten gestützt.

Die bereits aus dem tieferen Abschnitt der "Fellbacher Kalke" erwähnten Schüttungen von Flachwasserdetritus treten im mittleren und höheren Abschnitt verstärkt auf. Gradierungen bzw. allodapische Kalke (MEISCHNER, 1964) sind hier allerdings nur selten zu beobachten. Wichtig sind slumping-Erscheinungen sowie Konglomeratslumping.

Dieser Teil der Abfolge wird außerdem durch Mergeleinschaltungen charakterisiert, insbesondere ist ein etwa 20 m mächtiger und nach WARCH (1973) im N der Gailtaler Alpen durchgehend entwickelter Mergelhorizont zu nennen, an dessen Oberkante eine von WARCH gefundene Tuffitlage ("Dazitbank") auftritt. Die Mergel stellen wahrscheinlich einen Ausläufer der in den Karawanken beschriebenen Partnachschichten dar.

Zwischen "Fellbacher Kalk" und Wettersteinkalk schaltet sich noch eine Übergangsfazies ein, die beim Wettersteinkalk näher beschrieben wird ("Kellerberg-Fazies").

"Fellbacher Kalke" treten nicht nur im N der Gailtaler Alpen auf, sie kommen auch im W des Drauzuges (Lienzer Dolomiten) sowie am Südrand vor. Hier sind ihre Mächtigkeiten aber deutlich geringer als im N. Die etwa 200 m mächtige Abfolge weist im S durchgehend pelagische Faunen auf, sie läßt im Gebiet südlich des Reißkofels auch früh die darüberfolgende Riffentwicklung in Form allodapischer Kalke erkennen. Wettersteinkalk und "Fellbacher Kalk" dieses Raumes wurden von P. J. Müller (1977) bearbeitet.

Auf Grund der reichen Mega- und Mikrofauna läßt sich der basale Teil der "Fellbacher Kalke" in das Oberanis und untere Ladin einstufen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b). Dies ist gleichzeitig ein wichtiger Altershinweis für die eingeschalteten, aber auch schon im unterlagernden "Dolomitischen Zwischenniveau" auftretenden Tuff- und Tuffitlagen. Der hangende Teil des "Fellbacher Kalkes" läßt sich bisher nur indirekt, auf Grund von Ostracoden in den überlagernden Wettersteinkalken (Kellerberg-Fazies) zeitlich einengen; demnach dürften die hangenden "Fellbacher Kalke" in das höhere Langobard fallen.

Daß die Bankkalke CERNYS (1977) mit den "Fellbacher Kalken" zu parallelisieren sind, wurde schon erwähnt. STRUCL beschreibt eine entsprechende, etwa 120 m mächtige Abfolge plattiger Kalke ("Obere Gesteinsserie") aus dem Raum Mezica, die er dem "Alpinen Muschelkalk" zurechnet (1974). Diese wird von der "Mittleren Gesteinsserie" (= "Dolomitisches Zwischenniveau") unterlagert und besteht aus hornsteinführenden Mikriten mit einem öfters reichen Biogengehalt. Filamente, Radiolarien, Schwammnadeln werden erwähnt; Untersuchungen des unlöslichen Rückstandes auf Conodonten etc. liegen noch nicht vor. An Makrofossilien treten Ammoniten (bestimmt als *Paraceratites trinodosus*, *Sturia* sp., *Ptychites* sp.) sowie Brachiopoden (*Rhynchonella trinodosi*) auf, die die Abfolge in das Oberanis (Illyr) einstufen. Dieses Alter entspricht dem der liegenden "Fellbacher Kalke" der Gailtaler Alpen. Auch an Hand der Mikrofazies erkennen wir unschwer liegende Teile des "Fellbacher Kalkes" Über dieser Abfolge treten im S zunehmend mergeliger werdende Ablagerungen (Partnachschichten) auf, im N im wesentlichen Kalk bzw. Dolomit (Wettersteinkalk), teils in Riff-, teils in Lagunenfazies (STRUCL, 1970) (vgl. Kap. 3.36).

#### 3.36 Partnachschichten

In den Nordkarawanken treten Abfolgen von Tonschiefern und Mergeln auf, die deutlich mächtiger sind als die Mergelhorizonte, die im westlichen Drauzug in die "Fellbacher Kalke" eingeschaltet sind. Von BAUER (1970, 1973), STRUCL (1970, 1971, 1974) u. a. werden sie mit den Partnachschichten der Nördlichen Kalkalpen verglichen.

In den Karawanken treten möglicherweise laterale Übergänge zwischen Partnachschichten und "Fellbacher Kalk" auf. BAUER beschreibt direkt dem "Alpinen Muschelkalk" aufliegende Mergel (1970: 220) mit Daonellen, Fossilgrus sowie Onkoiden (wohl eingeschwemmt). Örtlich wechsellagern derartige Mergel auch mit Mergelkalken, die Filamente, Brachiopoden, Daonellen und Echinodermenreste führen.

Infolge der starken tektonischen Beanspruchung der Partnachschichten ist derzeit eine exakte Mächtigkeitsangabe kaum zu geben, die Mächtigkeit dürfte größenordnungsmäßig um 100 m liegen.

Die oberanisisch-ladinische Beckenfazies der Karawanken scheint also in drei verschiedenen Ausbildungen aufzutreten (vgl. auch Kap. 3.35):

a) in der Form von "Buntkalken" mit zwischengeschalteten Tuffen. Diese von BAUER (1970:196, 198) sowie CERNY (1977) beschriebenen Vorkommen sind in ihrem Profil-Zusammenhang nicht klar.

b) in einer Abfolge aus "Fellbacher Kalken" an der Basis (im Hangenden des "Dolomitischen Zwischenniveaus"), die bald in Wettersteinkalk überleiten, ohne daß nennenswerte Mergellagen eingeschaltet sind. Beim überlagernden Wettersteinkalk handelt es sich teils um Riff-, teils um Lagunenfazies. Diese Abfolge läßt sich in etwa mit der vergleichen, die im Reißkofel-Jauken-Gebiet auftritt.

c) in einer Folge aus "Fellbacher Kalken" an der Basis und darüberlagernden mächtigeren Mergelhorizonten (Partnachschichten). Daß auch innerhalb der "Fellbacher Kalke" der Gailtaler Alpen Mergellagen in mittleren und höheren Bereichen auftreten, wurde schon erwähnt. In den Nordkarawanken sind diese Lagen aber mächtiger, wenn auch exakte Mächtigkeitsangaben nicht möglich sind. Ortlich können diese Partnachschichten bis zur Fazies der Raibler Schichten anhalten (Raum Mezica, frdl. mdl. Mitt. I. STRUCL, 1977), zumeist werden sie jedoch von Wettersteinkalk überlagert.

Ob es neben diesen drei Abfolgen eine weitere Beckenentwicklung gibt, die nur aus Tonschiefern und Mergeln besteht, ohne unterlagernden "Fellbacher Kalk", ist fraglich.

#### 3.37 Wettersteinkalk

GEYER (1898) war einer der ersten, der die ladinischen (und unterkarnischen) Kalke und Dolomite des Drauzuges mit dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen verglich. Bis auf VAN BEMMELEN (ab 1957), der Wettersteinkalk und Raibler Schichten zur Jaukenfolge zusammenfaßt (vgl. Kap. 2), schließen sich die folgenden Bearbeiter dieser Parallelisierung entweder an oder sie verwenden den Namen "Wettersteinkalk" weiter, obwohl sie betonen (wie SCHLAGER, 1963), daß die Faziesausbildung in ihrem Arbeitsgebiet vom Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen abweiche. Auf der anderen Seite konnte aber nachgewiesen werden, daß die Fauna und Flora der Wettersteinriff- und Lagunenentwicklungen des Drauzuges weitestgehend der des nordalpinen Wettersteinkalkes entspricht (KRAUS & OTT, 1968; BAUER, 1970; COLINS, 1975; BECHSTÄDT et al., 1976; u. a.).

Aus diesem Grund wird auch hier von Wettersteinkalk (im Range, einer Formation) gesprochen, der informell, in Abhängigkeit von der Faziesausbildung (Riff, Lagune usw.), weiter unterteilt wird. BECHSTÄDT et al. (1976) verwiesen auf Übergänge zwischen der Fazies der "Fellbacher Kalke" und der des Wettersteinkalkes, die innerhalb der nordalpinen Wettersteinkalke keine vergleichbaren Analoga besitzen. Um für diese Übergangsbildungen aber nicht einem eigenen Formationsnamen wählen zu müssen, sprechen BECHSTÄDT et al. von "Wettersteinkalk in Kellerberg-Fazies" und sehen diesen Abschnitt als eine der informellen Untereinheiten des Wettersteinkalkes an.

Ähnliche Probleme treten in den Lienzer Dolomiten auf, wo eine dem nordalpinen Wettersteinkalk nicht vergleichbare Abfolge von Diploporendolomiten, "Grünen Schichten" und Plattendolomiten durch SCHLAGER (1963) bzw. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) bekanntgemacht wurde. Dieser Abschnitt wird derzeit durch B. LEIST untersucht.

3.371 Wetterstein-Riffkalk

Diese Faziesausbildung des Wettersteinkalkes stellt die wichtigste Untereinheit dar, weil sie am aktivsten zur Veränderung der Paläogeographie beiträgt.

Im Drauzug sind, von W nach E, derzeit folgende Riffkörper bekannt:

Reißkofel-Riff (bearbeitet durch P.-J. Müller, 1977).

Dobratsch-Riff (bearbeitet durch Anderle, 1951, KRAUS & OTT, 1968, besonders aber Colins, 1975 sowie Colins & NACHTMANN, 1974).

Riff von Obir und Petzen (bearbeitet durch BAUER, 1970, 1973, beschrieben im Ostteil auch durch STRUCL, 1970, 1971).

Am Modell des Dobratsch-Riffes soll die Flachwasser-Becken-Verteilung behandelt werden (nach COLINS & NACHTMANN):

Das Vorriff äußert sich in Form von Riffschüttungen in das vorgelagerte Becken ("Buntkalke"). Im distalen Bereich wechsellagern sehr feiner Riffschutt und Filamentkalke, in den proximalen Abschnitten ist gröberer Riffschutt, häufig etwa faustgroß, festzustellen. Dieser Bereich wird durch "Großoolithe" (SCHMID-EGG, 1928), chemische Füllungen von Zwickel- bzw. Lösungshohlräumen, charakterisiert. Diese treten jedoch auch im zentralen Riff auf. Die Mächtigkeiten des Vorriffes sind unterschiedlich, dürften jedoch nicht mehr als 100 m erreichen.

Der zentrale Riffbereich baut sich entsprechend der Riff-Definition von LOWENSTAM (1950) aus wellenresistenten Gerüstbildern auf. Es handelt sich um Sphinctozoen (Kalkschwämme), Korallen, Tubiphyten. Der hier, verglichen mit anderen Wetterstein-Riffen, relativ hohe Gehalt an Korallen war einer der Gründe für die Zuordnung des Dobratsch-Riffkalkes zum Dachsteinkalk durch ANDERLE (1951). Die auftretenden Arten stimmen jedoch völlig mit denen anderer Wettersteinriffe überein (KRAUS & OTT, 1968). Der Fossilinhalt des zentralen Riffbereiches (Riffbildner und Riffbewohner) wird auch von COLINS (1975) sowie COLINS & NACHTMANN (1974) angegeben.

Der Übergang vom Vorriff zum zentralen Riff läßt sich oft nur mit Schwierigkeiten festlegen, da auch im Zentralriff ein beträchtlicher Schuttanteil gegeben ist. COLINS (1975) gibt entsprechend den Verhältnissen in dem von ZANKL (1969) bearbeiteten obertriadischen Riff des Hohen Göll eine Relation von etwa 9:1 zwischen Riffschutt und Riffknospen an. Diese bedecken meist kleine, etwa 30 bis 40 m<sup>2</sup> einnehmende Areale und können nur anhand der noch in Lebensstellung befindlichen Riffbildner ausgeschieden werden. Häufig sind Vorstöße und Rückzüge der Riffknospen zu beobachten.

Der Schutt besteht insbesondere aus den Aufarbeitungsprodukten der Riffbildner und Riffbewohner, daneben aus zuvor schon verfestigtem Gestein. Dieses Material wird häufig durch Spongiostromata verklebt, sowohl im Riff als auch in Teilen des Vorriffes.

Die Riffrückseite ist am Dobratsch nur schmal, sie baut sich aus feinem Riffschutt auf, der besser gerundet ist als in den benachbarten Bereichen.

Der zentrale Riffbereich erreicht in der Liegendscholle des Dobratsch eine Mächtigkeit von etwa 300 bis 400 m, in der Hangendscholle beträgt sie sogar etwa 700 m. Die Breite des Riffgürtels wird von COLINS (1975) innerhalb der Liegendscholle mit etwa 800 m angegeben, innerhalb der Hangendscholle mit etwa 1000 m.

Die Riff-Fauna selbst gibt zwar einen Hinweis auf das wahrscheinlich ladinokarnische Alter, genauere Angaben sind aber nicht möglich (KRAUS & OTT, 1968). Hingegen kann das Alter der Schüttungen vom Riff mit Hilfe der Buntkalke, die mit den Riffschüttungen wechsellagern, festgelegt werden (COLINS & NACHT-MANN, 1974). Erste Riffschüttungen treten im Fassan (Unterladin) auf, ein Hinweis auf den Beginn des Riffwachstums in benachbarten Bereichen. In den aufgenommenen Profilen überwächst das Riff das Becken im höheren Langobard (oberstes Ladin) bzw. Cordevol (Unterkarn): vgl. die Abbildungen 5 bis 7.

Der Zeitpunkt des Endes der Riffentwicklung ist nur indirekt, auf Grund der Überlagerung durch Raibler Schichten, zu fassen. Ob die Grenze Wettersteinkalk/ Raibler Schichten tatsächlich mit der Cordevol/Jul-Grenze zusammenfällt, ist problematisch.

In den östlichen Nordkarawanken (Riff von Obir und Petzen) scheint im Prinzip die gleiche Faziesabfolge gegeben zu sein, wenn auch BAUER (1970) nur Riffschutt beschreibt und kein echtes Zentralriff auffinden konnte (vgl. Kap. 3.38, Paläogeographie). Insbesondere der Übergang in die unterlagernde Beckenfazies ist stark gestört, besser ausgebildet ist die (ja insgesamt wesentlich breitere) Lagune. Das Petzen-Riff setzt sich in den Raum Mezica fort. Der von STRUCL (1970, 1971, 1974) beschriebene Riffsaum wird im S von einer Beckenfazies begleitet, während sich im N eine Lagune ausbreitet (vgl. Kap. 3.38). 3.372 Wetterstein-Lagunenkalk

Der Lagunenbereich kann in eine Riff-nahe und in eine Riff-ferne Lagune unterteilt werden. Hier werden wiederum die Verhältnisse vom Dobratsch beschrieben, analoge Abfolgen sind aber auch aus den östlichen Karawanken (u. a. BAUER, 1970, 1973) bekannt. Gerade im E treten aber vielfach nur mehr Teile der Lagune auf, während die dazugehörigen (schmäleren) Zentralriffe nicht erhalten sind (z. B. Windisch-Bleiberg). Dies ist eine Folge der Tektonik am Periadriatischen Lineament.

Am Dobratsch steht die Riff-nahe und ein Teil der Riff-fernen Lagune mit dem zentralen Riffkörper in direktem Zusammenhang, der Großteil der Rifffernen Lagune (Raum Bleiberg und nördlich davon) ist aber durch eine bedeutende Störungszone, den "Bleiberger Bruch", abgetrennt. Bis vor kurzem (HOL-LER, 1974) als Grabenbruch interpretiert, sieht HOLLER in jüngster Zeit (1976) hier eine Überschiebungsbahn der Dobratsch-Einheiten auf die nördliche Lagunenfazies. Sollte sich diese Ansicht bestätigen, so würde der von COLINS & NACHT-MANN (1974) in zwei tektonische Stockwerke untergliederte Dobratsch aus drei übereinandergestapelten Einheiten bestehen.

Die Riff-nahe Lagune kann nach COLINS (1975) zweigeteilt werden, in einen Riff-näheren schmalen Streifen mit zahlreichen Onkoiden und großwüchsigen Gastropoden sowie einen durch Stromatolithenkrusten ausgezeichneten Abschnitt, der etwas weiter entfernt vom Zentralriff liegt. Die Stromatolithen sind häufig aufgearbeitet. Diese Zonierung stimmt mit dem Modell der Onkoidentstehung (flaches, bewegtes Wasser) völlig überein: Riff-näher waren episodische Wellenbewegungen stark genug, um losgerissene Algenkrusten wiederholt umzudrehen, Onkoide entstanden. Riff-ferner kam es nur ab und zu zum Zerreißen der Algenkrusten, z. B. bei gelegentlichen Stürmen. Daneben werden Rotalgen sowie einzelne, wohl eingedriftete Cephalopoden beschrieben.

Die Breite der Riff-näheren Lagune beträgt nach COLINS (1975) etwa 800 bis 1000 m sowohl in der Liegend- als auch in der Hangendscholle.

Am Dobratsch besteht die Riff-ferne Lagune aus insbesondere einer coated-grain-Fazies mit häufigen Peloiden sowie Gastropoden und Lamellibranchiaten (u. a. Megalodonten). Untergeordnet treten reine mudstones auf. Dasycladaceen sind nicht sehr häufig, aber charakteristisch. Unter ihnen fällt insbesondere die großwüchsige *Teutloporella herculea* auf. Dies stimmt mit der Zonierung von Dasycladaceen im nordalpinen Wettersteinkalk (OTT, 1967) überein: im Gegensatz zu *Teutloporella herculea* nehmen beispielsweise *Diplopora annulata* bzw. *Poikiloporella duplicata* ganz ruhige, zentrale Lagunenbereiche ein.

Die Sedimente sind in das Sub-, Inter- und Supratidal zu stellen (d. h. unter, innerhalb und oberhalb des Gezeitenbereiches). Deutliche Zyklotheme, wie sie von BECHSTÄDT (1975 a) aus dem Bleiberger Bereich beschrieben wurden, konnte COLINS nicht auffinden.

Die im Raum Bleiberg mindestens 700 m mächtige Lagunenfazies konnte BECHSTÄDT (1975 c) an Hand des Profiles durch den Rublandstollen (Bleiberg  $\rightarrow$  N) in 8 Abschnitte gliedern. Besonders auffallend ist eine Einschaltung dunkler, laminierter Gesteine im liegenden Abschnitt der Lagunenfazies, die Anklänge an den "Fellbacher Kalk" zeigt.

Ökonomisch wichtig sind die hangenden Bereiche der Lagunenfazies wegen ihrer Blei-Zink-Führung. Im hangenden Abschnitt der "Bleiberger Fazies" (HOLLER, 1936), die völlig der "Sonderfazies" SCHNEIDERS (1954) aus dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen entspricht, treten zahlreiche Zyklotheme auf (BECHSTÄDT, 1973, 1975 a, b, c), die immer wieder Emersionshorizonte aufweisen. Die zyklische Abfolge kann mit den "Lofer Zyklothemen" (A. G. FISCHER, 1964) des nordalpinen Dachsteinkalkes verglichen werden. Sie ist wahrscheinlich durch Meeresspiegelschwankungen hervorgerufen. Daneben treten im Bleiberger Bereich jedoch ausgedehntere Verkarstungen auf, die nach der Ansicht BECHSTÄDTs für die Blei-Zink-Vererzung mit verantwortlich sind. BECHSTÄDT geht in verschiedenen Arbeiten (1975 a, b, im Druck: mit weiterer Literatur) auf die Vererzung, insbesondere ihre paläogeographische Bindung ein, so daß eine Diskussion hier unterbleiben kann.

Interessanterweise wird die "Bleiberger Fazies" auch von Windisch-Bleiberg, vom Obir, der Petzen, Mezica und dem Ursulaberg (Urslja gora) beschrieben; innerhalb des Drauzuges ist sie damit auf einer E-W Erstreckung von etwa 120 km (HOLLER, 1960; KOSTELKA, 1971) zu verfolgen. Wenige km im N wie auch im W Bleibergs fehlt diese Faziesausbildung jedoch.

3.373 Übergangsbildungen zum "Fellbacher Kalk" (Wettersteinkalk in "Kellerberg-Fazies")

Die im N der Gailtaler Alpen gelegenen "Fellbacher Kalke" werden stets von Wetterstein-Lagunenkalk überlagert. Zwischen beiden vermittelt ein meist hellgrauer bis bräunlicher mikritischer Kalk, der an der Basis stark durchwühlte Mergeleinschaltungen besitzt. Diese Übergangsbildungen sind derzeit von der Nordseite des Kellerberges (wo diese Abfolge etwa 220 m Mächtigkeit erreicht), aus dem Gebiet von Kreuzen südwestlich Feistritz/Drau sowie aus dem Gebiet der St. Stefaner Alm bekannt. Die Sedimente werden von BECHSTÄDT et al. (1976) beschrieben, eine ausführlichere Arbeit ist vorgesehen.

Am "top" der Übergangsbildungen treten vereinzelte Dasycladaceen auf, die zusammen mit Gezeitensedimenten anzeigen, daß die Fazies des Wetterstein-Lagunenkalkes erreicht ist.

Die gefundenen Ostracoden sind nach Kozur (briefl. Mitt., vgl. BECHSTÄDT et al., 1976) ab dem Cordevol bekannt.

3.374 Diploporendolomite

Aus den Lienzer Dolomiten wird durch SCHLAGER (1963) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) eine vom übrigen Drauzug abweichende Wettersteinkalk-Entwicklung beschrieben, die sich aus folgenden Einheiten zusammensetzt:

Plattendolomite (vgl. 3.376)

Grüne Schichten (vgl. 3.375)

Diploporendolomite

Diese Abfolge tritt insbesondere im Hängende Wand-Hochstadel-Gebiet auf; nach van BEMMELEN & MEULENKAMP reicht der Diploporendolomit andernorts (Sandeck) möglicherweise bis zu den Raibler Schichten empor. Da aber im Eggenbach, nur wenig südlich, "Grüne Schichten" vorkommen, vermute ich eher eine tektonische Ursache dieser Grenzlinie.

Die Diploporendolomite (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP sprechen von Diploporen-Riffgesteinen, obwohl Diploporen nicht imstande sind, wellenresistente Gerüste zu bauen, vgl. OTT, 1967) stellen massige, hell- bis dunkelgraue, 300 bis 600 m mächtige Dolomite dar, die stellenweise fast nur aus Algenquerschnitten bestehen, andernorts jedoch so stark rekristallisiert sind, daß eine Ansprache der ursprünglichen Faziesausbildung unmöglich wird.

Aus den Diploporendolomiten ist bisher (SCHLAGER, 1963; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965; LEIST, frdl. mdl. Mitt. 1977) nur Diplopora annulata bekannt geworden, und zwar im höheren Teil der Abfolge. Diese endet also im Ladin, rechnet man die Avisianus-Zone zum Ladin (zur Altersstellung vgl. OTT, 1972 a, b).

Das Liegende dieses Abschnittes ist derzeit nicht genau bekannt. Im Raum Abfaltersbach treten spärliche Ausläufer der Diploporendolomite im Hangenden des "Fellbacher Kalkes" auf, der Kontakt ist hier aber möglicherweise tektonisch (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965 : 222). Im Tuffbach westlich Tuffbad gehen nach VAN BEMMELEN & MEULENKAMP die Diploporendolomite konkordant aus wenige Meter mächtigen, dunklen Kalken hervor, die tektonisch amputiert sind. Nach L. BICHLMANN (frdl. mdl. Mitt. 1977) und eigenen Beobachtungen liegt hier jedoch eine Wechsellagerung gröber sparitischer Dolomite mit dunklen, plattigen Kalken bis Dolomiten vor, die dem "Fellbacher Kalk" (oder den Grünen Schichten) vergleichbar sind.

Beim Diploporendolomit handelt es sich demnach wahrscheinlich um eine laterale Vertretung von "Dolomitischem Zwischenniveau" (tieferer Teil des Diploporendolomites) und "Fellbacher Kalk". Ortlich sind Verzahnungen zu beobachten. Andererseits geht der Diploporendolomit örtlich in Gesteine über, die wahrscheinlich den "Fellbacher Kalken" entsprechen (Grüne Schichten).

#### 3.375 Grüne Schichten

Der von SCHLAGER (1963) eingeführte Name bezieht sich auf (drei?) Einschaltungen grüner Dolomitmergel und Tonschiefer (? Tuffite). Das Hauptgestein der Grünen Schichten stellen jedoch graue bis bräunliche, z. T. laminierte, meist feingebankte Dolomite dar, denen vielfach dünne schwarze Dolomitmergel und Tonschieferlagen eingeschaltet sind (SCHLAGER; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965).

Gemeinsam mit B. LEIST konnten basale Diploporenlagen (wahrscheinlich Schüttungen) aufgefunden werden, die wiederum *Diplopora annulata* führen. Dieser Abschnitt ist auch durch Verkieselungen ausgezeichnet. Wichtig sind slumping-Erscheinungen, die besonders prächtig im Oberlauf des Eggenbaches zu beobachten sind. Dies stützt die Ansicht, daß es sich hier um einen Bereich mit erhöhter Wassertiefe handelt. Wahrscheinlich stellen die Grünen Schichten einen Ausläufer mittlerer Teile des "Fellbacher Kalkes" dar; weitere Arbeit muß deshalb zeigen, ob der Name entbehrlich ist.

#### 3.376 Plattendolomite

Zwischen Grünen Schichten und Raibler Schichten liegt in den Lienzer Dolomiten die 800 bis 1000 m mächtige Folge der Plattendolomite (Name nach SCHLAGER, 1963). Es handelt sich um graue, ebenflächige Dolomite, die sich nach SCHLAGER von der sonst bekannten Ausbildung des Wettersteindolomites deutlich unterscheiden.

Die zunächst rein mikritischen Dolomite werden gegen das Hangende z. T. laminiert, Aufarbeitungslagen stellen sich ein. Im hangendsten Anteil wurden von SCHLAGER dunkle Dolomite mit Megalodonten gemeldet. Hier treten auch Wellenrippeln auf. Wichtig sind zahlreiche gemeinsam mit B. LEIST gefundene Flachwasserindikatoren, wie LF-Gefüge (vgl. TEBBUTT et al., 1965), zerbrochene Dolomitkrusten ("flat-pebble-conglomerates", vgl. GERMANN, 1969), Horizonte mit deutlichen tepee-Strukturen (vgl. ASSERETO & KENDALL, 1977). Die Dolomitisierung hat aber hier wie in den unterlagernden Einheiten die meisten Primärgefüge verwischt.

Die Plattendolomite entsprechen lithologisch und wohl auch altersmäßig, etwa der riff-fernen Lagunenfazies des Wettersteinkalkes, wie sie z. B. im Hangenden des "Fellbacher Kalkes" auftritt. Hier wie dort sind Fossilien sehr spärlich. Die Plattendolomite der Lienzer Dolomiten ähneln auch der Fazies des Hauptdolomites, während beispielsweise der Bereich des Dobratsch bzw. von Bleiberg faziell mit dem Dachsteinkalk verglichen werden kann.

### 3.38 Paläogeographie von Wettersteinkalk, "Fellbacher Kalk", Partnachschichten und "Buntkalk"

Am Ende des "Alpinen Muschelkalkes" hatte sich eine weiträumige Plattform aufgebaut, die in sich kaum gegliedert war ("Dolomitisches Zwischenniveau"). Im Illyr erfolgte eine starke Faziesdifferenzierung, ähnlich, aber wesentlich ausgeprägter, als die im mittleren Anis vorausgegangene. Die Folge ist eine neuerliche Gliederung in schmale Hochzonen und breite Beckenbereiche, die mit der Öffnung von Zufuhrspalten zur Förderung vulkanischen Materials Hand in Hand geht. Der Vulkanismus dauert im Drauzug vom Illyr bis zum Langobard, also bis in die Zeit, in der sich eine mächtige Plattform zu entwickeln beginnt. Im Cordevol, zur Zeit der Hauptverbreitung der Wettersteinkalkplattform, konnten keine vulkanischen Außerungen festgestellt werden.

Betrachtet man die Faziesentwicklung im höheren Ladin, so kann man in den Gailtaler Alpen zwei Beckenbereiche erkennen, einen im N und einen im S getrennt durch eine Hochzone (Bleiberg-Reißkofel). Ob diese Gliederung durch eine E-W verlaufende Schwellenzone von Anfang an gegeben war, ist zweifelhaft. Die (mit Ausnahme der "Buntkalke" des Dobratsch) gleichförmige Fazies der "Fellbacher Kalke" macht vielmehr wahrscheinlich, daß zunächst ein einheitliches Becken ausgebildet war, aus dem kleinere Hochzonen herausragten. Diese waren wohl entlang einer E-W streichenden Struktur angeordnet.

Die Strömungsverhältnisse in den tieferen Wasserschichten des Nordbeckens waren für die Entwicklung von Leben nicht optimal. Am Grund herrschten vielfach stagnierende Bedingungen, in den überlagernden Wasserschichten entwickelte sich jedoch eine reiche pelagische Fauna. Diese zeigt die Verbindung des Beckens mit dem offenen Ozean an. Entsprechend der späteren Vorstoßrichtung der Riffe muß dieser offene Meeresbereich im S bis SE gelegen haben. Auch die unter stärker oxydierenden Bedingungen entstandenen "Buntkalke" der Dobratsch-Südseite könnten hierauf ein Hinweis sein; man kann sie aber auch als horstartige Aufragungen (mit entsprechend besserer Durchlüftung) innerhalb des Beckens der "Fellbacher Kalke" interpretieren.

Auf den vereinzelt stehengebliebenen Hochzonen der Zwischendolomitplattform hatte rasch Riffwachstum eingesetzt, das zunächst nur die unmittelbare Umgebung beeinflußte. Die Riffknospen bewirkten in der Folge durch andauernde Schüttungen eine Verflachung ihrer Umgebung, eine Karbonatplattform beginnt sich aufzubauen. Entsprechend der Lage des offenen Meeres sind die im S gelegenen Riffknospen bevorzugt, hier ist stärkeres Wachstum möglich. Die übrigen Riffknospen sterben bald ab, während sich im S ein "Saumriff" aufbaut. Die Vorstoßrichtung des Riffkörpers ist S bzw. SE, ablesbar an sämtlichen Riffen des Drauzuges.

Der Ausgangspunkt der Riffentwicklung des Dobratsch muß weiter nördlich gelegen haben, möglicherweise unterhalb der mächtigen Lagunenentwicklung Bleibergs; er ist jedoch nicht bekannt.

Das im N gelegene Becken, das zunächst durch seine reiche Fossilführung ausgezeichnet ist, wird rasch lebensfeindlich. Dies hängt wahrscheinlich mit einer weitgehenden Abschnürung dieses Beckenteiles durch die sich ausbreitenden Riffe zusammen. Die Verbindung mit dem im S gelegenen offenen Meer wird unterbrochen, den ursprünglich reichen pelagischen Faunen wird die Lebensgrundlage entzogen. Die starke Abschnürung weist aber gleichzeitig darauf hin, daß sich n ör d l i c h des Nordbeckens kein offener Meeresbereich befunden haben kann, sondern daß hier eine Inselkette oder sogar ein Festland gelegen haben muß. Dieses war jedoch soweit entfernt (oder die klimatischen bzw. topographischen Verhältnisse waren so beschaffen), daß keine Schüttung gröberklastischen Materials das Nordbecken erreichte. Die Verhältnisse können in etwa mit denen verglichen werden, die heute an Teilen der arabischen Küste des Persischen Golfes zu beobachten sind (vgl. PURSER, 1973 und Abb. 8).

Von der Wettersteinkalk-Plattform einströmende Solen bewirkten an einzelnen Stellen des Nordbeckens die Entstehung von Becken-Evaporiten (vgl. NIE-DERMAYR et al., 1975). Mit dem Aussterben der pelagischen Faunen war der Beckencharakter ja nicht verlorengegangen. Das bestehende Relief wird durch slumping, Konglomeratslumping sowie aperiodische Schüttungen von Flachwasserdetritus angezeigt; diese sind in die mehrere 100 m mächtigen Sedimente eingeschaltet.

Ein Übergangsbereich vermittelt zwischen der Beckenentwicklung der "Fellbacher Kalke" und einer Lagunenentwicklung, die sich im Gegensatz zu den in Südrichtung vorstoßenden Riffen gegen N hin ausdehnt. Da dieser Lagunenbereich gegen Ende des Cordevols fast im gesamten Drauzug auftritt, an bestimmten Stellen die Riffentwicklung bis zu den Raibler Schichten emporreicht (z. B. Dobratsch), muß spätestens zu dieser Zeit eine einheitliche Riff-Front existiert haben, die das im S bzw. SE gelegene offene Meer begrenzte. Am Ende der Wetterstein-Sedimentation häufen sich Trockenlegungserscheinungen, örtlich tritt auch Verkarstung auf (vgl. COLINS, 1975; BECHSTÄDT, 1975 a, c).

Der W, der Bereich der Lienzer Dolomiten, war vom offenen Ozean zu weit entfernt, um längerandauerndes Riffwachstum zu ermöglichen. Auch die Beckenentwicklungen sind weniger stark ausgeprägt als im E. Nur an der Basis der geringermächtigen Beckensedimente treten einzelne Riffschuttlagen auf (frdl. mdl. Mitt. R. BRANDNER, 1977). Den Riffknospen scheint aber schon bald die Lebensgrundlage entzogen worden zu sein. Diploporenreiche Plattformen nehmen am Beginn des Ladins weite Räume ein. Die kurzzeitige und nur regional auftretende Beckenentwicklung der "Grünen Schichten" stellt möglicherweise nur einen Ausläufer des "Fellbacher Kalkes" dar, der sich über Randteile der Plattform legt. Daran anschließend erfolgt jedoch kein erneutes Aufblühen der Diploporen. Das Gebiet war inzwischen wahrscheinlich schon so weit abgeschnürt, daß sich eine eintönige, sterile Lagunenentwicklung, eine Art ultraback-reef, ausbreitet. Diese paläogeographische Situation kann mit der von Hauptdolomit und Dachsteinkalk in den Nördlichen Kalkalpen verglichen werden.

Ähnliche Verhältnisse wie in den Gailtaler Alpen herrschen auch in den östlichen Nordkarawanken: auch hier ist ein gegen S vorstoßendes Riff zu beobachten, das sich über eine vorgelagerte Beckenentwicklung ausbreitet. Dieses



Abb. 8. Riffentwicklungen und Verteilung von Karbonatsand und Karbonatschlamm im Bereich der Seeräuberküste des Persischen Golfes, ein Analogon zur paläogeographischen Situation im Ladin und Unterkarn des Drauzuges. Die Riffe wachsen nur an der Luvseite der Schwellenzone (Große-Perl-Bank) sowie an gut durchlüfteten Bereichen der Küste. Da vom Festland kein klastisches Material angeliefert wird, herrscht in der etwa 40 m tiefen Khor-al-Bazm-Lagune ruhige Sedimentation von Karbonatschlamm unter vielfach erhöhter Salinität.

Die Situation entspricht in vielen Einzelheiten der paläogeographischen Situation der ladinischunterkarnischen Abfolge der östlichen Gailtaler Alpen. Im Drauzug sind jedoch für das Becken der "Fellbacher Kalke" wesentlich größere Wassertiefen anzunehmen, als sie in der Khor-al-Bazm-Lagune gegeben sind. Vergleiche auch die Abbildungen 9 und 10. Bild vereinfacht nach PURSER & EVANS (1973). Südbecken besteht hier aus "Fellbacher Kalken", aus "Buntkalken" (?) und aus Partnachschichten. Wahrscheinlich war auch im N der Riffentwicklung ein Becken gegeben, dies ist jedoch nicht ganz gesichert. Die genaue Rekonstruktion der Paläogeographie bereitet in den Nordkarawanken, die alpidisch wesentlich stärker gestört sind als der westliche Drauzug, noch größere Schwierigkeiten als dort.

Die Gliederung des Ablagerungsbereiches in schmale, etwa E-W orientierte Riffzonen mit begleitenden Becken bzw. Lagunen, ist für die von zahlreichen früheren Autoren (HOLLER, 1960; SCHRIEL, 1951; KOSTELKA, 1971 u. a.) festgestellten starken Faziesänderungen in N-S Richtung und die nur geringen Änderungen in E-W Richtung verantwortlich.

Der südgerichtete Riffvorstoß, also das Hinwegwachsen über das Becken, beweist, daß die Aufbaukapazität der Riffbildner größer war als die Absenkung. Dies ist der Hauptgrund für die starke Ausbreitung der Karbonatplattform und damit der Lagunenfazies im Laufe des Unteren Karns.

Die paläogeographische Situation wird also zunächst durch Becken- und Plattformbereiche geprägt. Die damit einsetzende Faziesdifferenzierung wird in der Folge durch eine sich ausbreitende Karbonatplattform eingeschränkt, eine Phase der Stabilisierung ist zu beobachten. Dieser Entwicklungstrend konnte schon einmal, im Anis, beobachtet werden. Im Anis wie im Ladin ist im N, in einiger Entfernung vom Drauzug und heute tektonisch abgetrennt, ein Festland bzw. eine Schwellenzone anzunehmen. Diese scheint aber im Anis (klastische Schüttungen!) etwas näher gelegen zu haben als im Ladin, vielleicht eine Folge der generell seit dem Perm (wenn auch mit Rückschlägen) andauernden Transgression. Demgegenüber besteht im S sowohl im Anis als auch im Ladin/Unterkarn ein offener Meeresbereich.

## 3.4 Serien der Obertrias

Die Obertrias ist im Gegensatz zu der stark heteropen Mitteltrias im gesamten Drauzug wesentlich einheitlicher entwickelt.

Nach der in neuerer Zeit allgemein anerkannten Zuordnung chronostratigraphischer Einheiten gehört das Cordevol zum Karn, es stellt dessen tiefste Unterstufe dar (vgl. TOZER, 1967). Da der Wettersteinkalk neben dem ladinischen Anteil auch das Cordevol mit umfaßt, wären die ins Cordevol fallenden Sedimente eigentlich bei den Serien der Obertrias zu besprechen. Die lithologische Einheit ließ dies jedoch unzweckmäßig erscheinen.

### 3.41 Raibler Schichten (Bleiberger Schichten)

Der Name "Raibler Schichten" ist im Drauzug nicht unumstritten; in seiner ursprünglich publizierten Fassung durch v. HAUER (1855) und FOETTERLE (1856) war er auf die Fazies von Raibl (in den Südalpen, südlich Tarvis) beschränkt worden. Schon FOETTERLE stellte das Profil karnischer Ton-, Mergel- und Dolomitlagen von Rubland, nördlich Bleiberg, als Typprofil seiner "Bleiberger Schichten" der andersartigen karnischen Entwicklung von Raibl entgegen. HAUER (1872) schlug allerdings für die immer zahlreicher werdenden Lokalbezeich-

4



Abb. 9. Faziesverteilung im Ladin sowie im unteren Karn der östlichen Gailtaler Alpen. Die Tektonik wurde nicht rückgeformt, insbesondere im Raum des aus zwei tektonischen Einheiten bestehenden Dobratsch ist deshalb eine ursprünglich viel größere Breite des Ablagerungsraumes anzunehmen (vgl. Abb. 10). Deutlich ist die Ausbreitung der Lagunenfazies im Rücken der Wettersteinkalk-Riffe über die Plattenkalk-Fazies hinweg ("Fellbacher Kalk") zu erkennen.

nungen karnischer Sedimente den einheitlichen Namen "Raibler Schichten" vor. Er will ihn für alle Mergelschichten der basalen Obertrias, im Hangenden von Hallstätter- oder Wettersteinkalk oder deren Äquivalenten verwendet wissen. Dies stellt einen Rückschritt gegenüber der Arbeit FOETTERLES dar und entspricht auch nicht der heute üblichen stratigraphischen Verfahrensweise.

Seit v. WÖHRMANN (1889, etc.) hat sich jedoch diese Bezeichnung in den Südalpen und westlichen Nördlichen Kalkalpen eingebürgert. Auch die neueren Be-



#### **OBERES ANIS**

Abb. 10. Paläogeographische Schnitte zwischen oberem Anis und unterem Karn (Cordevol). Zur Lage der Schnitte vergleiche Abbildung 1 und 9. Ähnlich der schon im Anis abgelaufenen Entwicklung tritt nach einer Phase der Faziesdifferenzierung (die noch stärker ist als im Mittelanis) eine erneute Nivellierung ein, gekennzeichnet durch eine weit ausgebreitete Karbonatplattform. Bild nach BECHSTÄDT et al. (1976).

4\*

arbeiter karnischer Mergel-Karbonatabfolgen der Nördlichen Kalkalpen (JERZ, 1965, 1966; SCHULER,1968; HARSCH, 1970) verwenden diesen Begriff.

Daneben ist jedoch, zumindest für Teilabschnitte, auch der Name "Carditaschichten" in Gebrauch, eingeführt von PRINZINGER (1855) und A. PICHLER (1856) nach der Bivalvengattung (Palaeo-)Cardita (vgl. TOLLMANN, 1976 a).

O. KRAUS (1969), aber auch SCHULZ (1970) konnten überzeugende Beweise für die Ähnlichkeit und z. T. sogar völlige Übereinstimmung der Raibler Schichten der westlichen Nördlichen Kalkalpen und ihrer Äquivalente im Drauzug beibringen. KRAUS und SCHULZ verwenden deshalb in Übereinstimmung mit den Nordalpen auch im Drauzug den Namen "Raibler Schichten", obwohl sie betonen, daß die südalpinen Raibler Schichten von der Ausbildung im Drauzug und in den Nördlichen Kalkalpen stark abweichen.

Eben diese Ähnlichkeit der mergelreichen karnischen Ablagerungen in westlichen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug war aber für TELLER (1887) und GEYER (1897) der Grund, den bis dahin ausschließlich nordalpinen Namen "Carditaschichten" zu verwenden. Diese Bezeichnung wird im Drauzug (z. B. WARCH, 1973) derzeit etwa ebenso häufig gebraucht, wie der Name "Raibler Schichten".

Auch HOLLER (1951), der als erster ein Normalprofil der Sedimentabfolge erstellt, gebraucht den Ausdruck "Carditaschichten". HOLLERS Normalprofil zeigt drei Schieferhorizonte und drei jeweils darüberfolgende Karbonatserien, nach HOLLER hat dieses Profil zwischen Bleiberg und Mezica Gültigkeit.

VAN BEMMELEN (1957) hingegen leugnet die Horizontbeständigkeit der Schieferlagen, er vereinigt deshalb Wettersteinkalk und Raibler Schichten zu seiner "Jaukenfolge". O. KRAUS (1969) konnte aber nachweisen, daß die Annahme VAN BEMMELENS unzutreffend war. Der Name "Jaukenfolge" wird deshalb abgelehnt.

Alle in den letzten Jahren in Gebrauch befindlichen Namen entsprechen nicht der heute üblichen stratigraphischen Bezeichnungsweise. Mit dem Ausdruck "Bleiberger Schichten" (FOETTERLE, 1856) würde jedoch eine gültige Bezeichnung zur Verfügung stehen, die auch Priorität hätte. Dieser Name könnte auch für die im Alter entsprechenden Sedimente der Nördlichen Kalkalpen verwendet werden, die in weitgehend ähnlicher Faziesausbildung vorliegen. Die Bezeichnung "Bleiberger Schichten" ist allein schon aus Prioritätsgründen dem Ausdruck "Nordalpine Raibler Schichten" (Zirler Schichten) (TOLLMANN, 1976 a) vorzuziehen. Eine moderne Beschreibung des Typprofils (Kofler Graben bei Rubland, nördlich Bleiberg) liegt durch O. KRAUS (1969) vor. Daneben existieren in Bleiberg ausgezeichnete Grubenaufschlüsse.

Trotz der angeführten Gründe soll hier, bis zu einer stratigraphischen Neubearbeitung, der gut eingeführte Name "Raibler Schichten" verwendet werden. Ein Übersichtsprofil gibt die Abb. 11. Eine durchgehende Untersuchung der Raibler Schichten des Drauzuges liegt mit der Arbeit von O. KRAUS vor. Der Schwerpunkt seiner Untersuchungen lag bei der Profilaufnahme sowie bei Schwermineraluntersuchungen; die Bearbeitung der Karbonatlagen war weniger intensiv. Die mittlere Mächtigkeit der "Schiefer" beträgt nach O. KRAUS etwa 20 m, die der Karbonatserien etwa 60-80 m, die letztere ist aber größeren Schwankungen unterworfen. Im Normalprofil HOLLERS (1951), das mit nur relativ geringen Änderungen über den Bleiberger Bereich hinaus im gesamten Drauzug Gültigkeit hat, setzt die Abfolge der Raibler Schichten über dem Wettersteinkalk mit dem sogenannten "Kiesoolith" ein. Da es sich hiebei jedoch zum überwiegenden Teil um pyritisierte Onkoide handelt, wird im Folgenden von "Kiesonkolith" gesprochen. Unmittelbar über dieser Bank treten häufig stark pyritführende Mergel auf. Im Hangenden folgt der tonig-sandige 1. Schieferhorizont. In seinem mittleren Abschnitt kann nicht nur im Bleiberger Raum, sondern auch in Mezica, eine Cephalopoden- und Lamellibranchiaten-reiche



Abb. 11. Idealprofil der Raibler Schichten des Drauzuges. Nach HOLLER (1951), O. KRAUS (1969), SCHULZ (1970) und eigenen Beobachtungen. Beachte die Position der Bewegtwassersedimente (mit Ooiden und Onkoiden) jeweils im Liegenden und Hangenden der Mergel- und Tonschieferhorizonte.

Lage auftreten, der sogenannte "opalisierende Muschelmarmor" (vgl. SCHULZ, 1970). Cephalopoden kommen nach eigenen Beobachtungen in Bleiberg aber auch schon unmittelbar über der Kiesonkolith-Bank vor, während sie in der unterlagernden Lagunenausbildung der "Bleiberger Fazies" fehlen.

Der 1. Schiefer wird vom sogenannten "Hangendsandstein" abgeschlossen. In seinen höchsten Lagen können Ooide auftreten. Die darüberfolgende 1. Karbonatserie ist unterschiedlich ausgebildet. Häufig sind bitumen- und tonführende, gut gebankte Dolomite und Kalke zu beobachten, in Bleiberg oft reich an Stromatolithenlagen. Im W der Grube Bleiberg-Kreuth tritt in diesem Horizont eine reiche Blei-Zink-Vererzung auf, bearbeitet 1960 von SCHULZ. Bei den von ihm beschriebenen "Breccien" handelt es sich wahrscheinlich nicht um Produkte von Erdbeben, sondern eher um tepee-Breccien, die später vererzt wurden.

Das Liegende des 2. Schieferhorizontes wird von einer muschelreichen Fossillage (z. T. Megalodonten) eingenommen. Darüber folgen überwiegend oolithische Bänke. Der 2. und 3. Schieferhorizont ist karbonatreicher, als der erste. Die 2. Karbonatserie beginnt mit knolligen Kalken, ist ansonsten meist mikritisch. Besonders auffallend ist der sogenannte "Groboolith", eine z. T. mehrere Meter mächtige Onkoidbank im Liegenden des 3. Schiefers. Wegen der Onkoidführung wird von einem "Grobonkolith" gesprochen. Auch sonstige Fossilreste, z. B. Cidarisstacheln, auch Brachiopoden, sind hier häufig. Aus dem 3. Schieferhorizont, der darüber folgt, beschreiben COLINS & NACHTMANN (1974) von der Dobratsch-Südseite ein Ammonitenvorkommen.

Die dritte und letzte Karbonatserie ist recht unterschiedlich aufgebaut. Ein beträchtlicher Teil kann von Rauhwacken eingenommen werden, insbesondere westlich Bleibergs. Zum Teil handelt es sich aber auch um plattige Kalke bis Dolomite. Innerhalb dieser Fazies tritt im Rublandstollen ein kleineres Bleiglanz-Zinkblende-Pyrit-Vorkommen auf (SIEGL, 1975). Andernorts sind aus den Plattenkalken aber auch Ooid- und Onkoidlagen bekannt geworden. Da das erwähnte Erzvorkommen slumping-Strukturen aufweist, muß auf Niveauunterschiede zu dieser Zeit geschlossen werden.

Die Grenzziehung zum Hauptdolomit wird vielfach unterschiedlich gehandhabt (vgl. Kap. 3.341).

Besonders charakteristisch für die Raibler Schichten sind die erwähnten Onkoid- und Ooidhorizonte. Sie erlauben häufig festzustellen, um welchen Schiefer es sich im Hangenden handelt. Die Horizonte treten in jeweils charakteristischer Ausbildung meist nur in dieser stratigraphischen Position auf. Diese Hochenergie-Fazies hängt anscheinend mit den Veränderungen des Ablagerungsraumes (vgl. Kap. 3.42, Paläogeographie) zusammen. Im mittleren Abschnitt der Karbonat-Serien waren hingegen eher ruhige Bedingungen gegeben, hier ist eine Niederenergie-Fazies charakteristisch. Während sich die 1. Karbonatfolge durch häufige Stromatolithen auszeichnet, treten in der 2. und 3. Karbonatserie nach eigenen Beobachtungen sehr häufig Koprolithen und Wühlgefüge auf. Vielfach besteht das Sediment nur mehr aus fecal-pellets. In dem ruhigen, flachen, fast die ganze Zeit vom Wasser bedeckten Bereich herrschte also ein intensives Bodenleben.

Die Raibler Rauhwacken wurden schon kurz erwähnt. HOLLER (1951) sieht Rauhwacken im Profil des Tschekelnocks infolge von Verzahnungen mit plattigen Kalken als sedimentär entstanden an, während Scheriau-Niedermayr (1967) die Möglichkeit einer tektonischen Entstehung diskutiert. Wegen der weiten Verbreitung von Rauhwacken in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus sowie wegen der neuerdings wieder diskutierten Rauhwackenentstehung schien eine Neubearbeitung der Vorkommen am Tschekelnock von Interesse (BECHSTÄDT, in Vorbereitung). Ausgangsprodukt der durch selektive Verwitterung entstehenden Rauhwacke stellt eine Breccie dar. In Übereinstimmung mit dem Modell von Masson (1972) bzw. KRAUTER (1971) wird angenommen, daß diese Breccie eine Folge der Einwirkung hohen Porenwasserdruckes auf ein grobsparitisches Dolomitgestein darstellt. Dies erklärt die Bindung der Rauhwacken an einen bestimmten stratigraphischen Horizont. Das Modell der Rauhwackenentstehung von LEINE (1971) bzw. GROSCURTH & REUTTER (1977) kann nicht auf den Fall der Raibler Rauhwacken des Untersuchungsgebietes (Raum Tschekelnock) übertragen werden, die tektonische Deutung der Rauhwackengenese ist hier abzulehnen.

Die folgende Beschreibung der Raibler Schichten von Nordkarawanken, Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten gibt die wichtigsten Ergebnisse der Arbeit von O. KRAUS (1969) wider.

## 3.411 Die Raibler Schichten der Nordkarawanken

Ähnlich wie im Bleiberger Profil folgt auf hier sehr mächtige Onkolithlagen am top des Wettersteinkalkes der 1. Schieferhorizont. In dessen Mitte, ebenfalls mit Bleiberg vergleichbar, kann der "opalisierende Muschelmarmor" (siehe oben) auftreten. Die erste Karbonatserie Mežicas ähnelt stark dem Wettersteinkalk in Bleiberger Fazies, weshalb von einem "Pseudowettersteinkalk" gesprochen wird (HOLLER, 1951). Ähnlich helle Kalke werden von BAUER (1970) aus dem Gebiet von Eisenkappel beschrieben. Andernorts besteht die 1. Karbonatserie jedoch aus grauen oder braunen, z. T. tonreichen Kalken und Dolomiten, beispielsweise am Ursulaberg (Urslja gora) östlich Mežica sowie an einigen Stellen des Raumes von Eisenkappel. Das Profil des Ursulaberges weicht durch den wesentlich höheren Klastgehalt vom Profil Mežica ab.

In den Nordkarawanken, aber auch im Bleiberger Raum, wird die zweite klastische Abfolge von einer Megalodontenbank sowie von darüberliegenden Ooiden angekündigt. Die Megalodonten sind ein Hinweis auf eine gewisse Wasserbewegung unter euryhalinen Bedingungen (TICHY, 1974). CZURDA (1973) postuliert zwar stenohaline und stenotherme Bedingungen als Lebensraum für Megalodonten, ohne aber die Gründe zu nennen, die ihn zu dieser Ansicht führen.

Die über der Megalodontenbank folgende Ooidlage repräsentiert einen Flachwasserbereich mit kräftiger Wellenenergie.

Die übrige Ausbildung der Raibler Schichten der Nordkarawanken entspricht weitgehend der im Südteil der östlichen Gailtaler Alpen, auf die oben schon eingegangen wurde. Flachwasserbildungen in Hochenergiefazies (Ooide, Onkoide) sind allerdings etwas reichlicher vertreten. 3.412 Die Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen

Das Raibler Profil der Dobratsch-Südseite vermittelt, auch in Bezug auf die Schwermineralführung, zwischen den Raibler Schichten in den Nordkarawanken und im Gebiet von Bleiberg. Die Oolith- und Onkolithlagen sind in allen im S dieses Raumes gelegenen Profilen mächtiger als im N (z. B. Bleiberg). Ähnlich bedeutende Hochenergiesedimente wie am Dobratsch treten auch westlich Bleibergs auf, z. B. am Tschekelnock (diese Beobachtung steht im Gegensatz zu den Ausführungen von O. KRAUS). Der Bleiberger Raum vermittelt zwischen dieser Entwicklung im S und der am Nordrand der östlichen Gailtaler Alpen. Von S nach N ist nämlich eine stufenweise Abnahme der Hochenergiesedimente festzustellen: Oolithe, Onkolithe, Lumachellen etc. treten zurück, während der Gehalt an Klastika zunimmt.

COLINS & NACHTMANN (1974) beschreiben von der Ostseite des Dobratsch ein Profil, das an der Basis aus 40 m einer mikritischen Peloid-Fazies besteht, darüber folgen 33 m Ooid- und Onkoidlagen sowie Sedimente, die reich an umkrusteten Komponenten sind. Welcher Karbonatserie diese Abfolge angehört konnte nicht geklärt werden, wichtig ist aber die große Mächtigkeit der Hochenergie-Fazies.

Als weiteres Beispiel für die erwähnte Faziesänderung in N-S-Richtung sei das Profil Tschekelnock mit dem im N gelegenen Profil Spitznock verglichen. Die Onkoidbank im Liegenden des dritten Schiefers (Grobonkolith) mißt nach eigenen Beobachtungen am Tschekelnock etwa 10 m, im 8 km nördlich gelegenen Profil Spitznock nach O. KRAUS nur mehr 10 cm. Umgekehrt verhält sich die Sandsteinlage innerhalb des dritten Schiefers: am Tschekelnock höchstens in einer stärker sandigen Ausbildung des Schiefers faßbar, im wesentlichen aber durch eine Ooidlage vertreten, erreicht der Sandstein-Horizont am Spitznock eine Mächtigkeit von 5 m (nach O. KRAUS).

Auch gegen W ist eine, wenn auch nur ganz allmähliche Faziesveränderung festzustellen. Diese betrifft insbesondere den oolithischen Liegendbereich des 2. Schiefers, der gegen W allmählich versandet. Diese Faziesänderung ist aber wesentlich langsamer als gegen N, wo die erwähnte Oolithlage rasch völlig auskeilt und durch Sandsteine ersetzt wird.

Für den 3. Schieferhorizont äußern SCHERIAU-NIEDERMAYR (1967) und WARCH (1973) den Verdacht auf tuffogene Beimengungen (Biotitvorkommen).

3.413 Die Raibler Schichten der westlichen Gailtaler Alpen

Auch hier kann eine "Südfazies" und eine "Nordfazies" unterschieden werden. In der Südfazies versandet die Oolithlage im Liegenden des 2. Schiefers gegen W endgültig. Auch sind die Sande, insgesamt gesehen, gröber und schwermineralreicher als in den östlichen Profilen.

Der erste Schiefer der Nordfazies enthält Anzeiger für flaches bewegtes Wasser (Flaser- und Kreuzschichtung, Kleinrippeln). Innerhalb des 2. Schieferhorizontes kann hier eine noch stärkere Sandführung beobachtet werden als in der Südfazies. Auch die Onkolithbank im Liegenden des 3. Schiefers ist geringmächtig und tonig ausgebildet, örtlich scheint sie ganz zu fehlen. Rauhwacken und Breccien im Hangenden der Raibler Schichten sind teilweise mehrere hundert Meter mächtig, Rauhwacken treten an der Basis des Hauptdolomites allerdings auch innerhalb der Südfazies der östlichen Gailtaler Alpen auf, am Tschekelnock (vgl. Kap. 3.41).

3.414 Die Raibler Schichten der Lienzer Dolomiten

Die Raibler Schichten sind hier geringmächtiger und sandreicher als in den übrigen Gebieten. Anstelle der Kiesonkolithbank am top des Wettersteinkalkes tritt nur mehr eine pyritisierte, quarzreiche Schwarte auf. Schon im 1. Schieferhorizont können relativ grobe Sandsteine beobachtet werden. Die Sandsteine des 2. Schieferhorizontes sind glaukonitreich, eine oolithische Liegendlage fehlt. Auch die Onkolithbank (Grobonkolith) im Liegenden des 3. Schiefers fehlt. Schrägschichtungen der Sandsteine des 3. Schiefers zeigen eine Einschüttung aus NW an.

Von Interesse ist, daß im Hangenden der Schiefer, im Gegensatz zum Liegenden, überall in der Nordfazies Ooid- und Onkoidlagen auftreten, diese werden also nicht durch Sandstein ersetzt.

In den Lienzer Dolomiten folgen über dem 3. Schiefer noch zwei weitere, dünne, pyritreiche Schieferlagen.

### 3.42 Paläogeographie der Raibler Schichten

Die zwei Faziesausbildungen einer klastreichen Nordfazies und einer reichlich Ooide und Onkoide führenden Südfazies lassen sich auch anhand der Schwermineraluntersuchungen des 1. Schiefers erkennen. Man kann zwischen einer Zirkon-Turmalin-Rutil-Provinz (Nordfazies) und einer Granatprovinz (Südfazies) unterscheiden, getrennt durch eine Mischprovinz. Leider konnten diese Provinzen durch die Schwermineraluntersuchungen des 2. Schiefers nicht bestätigt werden. Hier tritt eine wesentlich weniger klare Gliederung auf. Die Schwermineralführung des 3. Schiefers schließlich wechselt teilweise schon innerhalb einer Bank (alle Angaben nach O. KRAUS, 1969).

Als Liefergebiet der "schwermineralarmen Restsande" (O. KRAUS) ist ein meso- bis katazonales Kristallin anzunehmen. Als Schüttungsrichtung wird NW-SE angegeben, innerhalb der Lienzer Dolomiten bestätigt durch Schrägschichtungsmessungen. Daneben soll in den südlichen Gailtaler Alpen bzw. den Nordkarawanken nach O. KRAUS eine W-E gerichtete Einschüttung erfolgt sein. Dieses im W angenommene Liefergebiet wird allein wegen des im S in der Schwermineralfraktion des 1. Schiefers vorherrschenden Granats vermutet sowie aus sedimentologischen Überlegungen: diese machen eine Einschüttung direkt aus S eher unwahrscheinlich. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß das Bild zweier Liefergebiete nur vorgetäuscht ist. Die Aufgliederung in die erwähnten zwei Schwermineralprovinzen ergab sich nur bei Untersuchungen von Sandlagen etwa in der Mitte des 1. Schiefers, schon der Hangendsandstein an der Oberkante des 1. Schiefers zeigt eine völlig unregelmäßige Verteilung. Dies wird von



Abb. 12. Skizzen zur Faziesentwicklung und Paläogeographie der Raibler Schichten des Drauzuges. Im N und NW ist der terrigenklastische Einfluß jeweils wesentlich stärker als im S, wo Karbonatsedimentation (z. T. mit mächtigeren Bewegtwassersedimenten) vorherrscht und die Korngröße der terrigenen Klastika abnimmt. Bild nach O. KRAUS (1969).

KRAUS auf diagenetische Einflüsse zurückgeführt. Derartige diagenetische Einflüsse könnten aber ebensogut für die Vortäuschung von Schwermineralprovinzen verantwortlich sein. Da nach O. KRAUS gerade der 1. Schiefer des Südbereiches einen höheren Tonanteil besitzt, der ihn deutlich von allen anderen Schiefern bzw. vom 1. Schiefer des Nordbereiches unterscheidet, wäre dies durchaus denkbar. Ebensogut könnten aber auch aufbereitungstechnische Fragen (Aufbereitung in Monochloressigsäure) eine Rolle spielen.

Für die Zunahme an terrigenem Material in den östlichen Nordkarawanken (Profil Ursulaberg) macht KRAUS eine lokale Einschüttung aus S verantwortlich.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten nimmt gegen W deutlich ab. Die Mächtigkeitsangaben in Abb. 12 lassen die 3. Karbonatserie außer Betracht, wegen deren unsicherer Abgrenzung zum Hauptdolomit. Auch die Zunahme der terrigenen Schüttungen ist ein weiterer Hinweis auf Landnähe, beides könnte durch eine Kippbewegung erklärt werden. Im Gegensatz zu KRAUS ist anzumerken, daß diese Absenkungstendenz von jener zur Zeit des Ladins und unteren Karns (Cordevol) abweicht. In der Mitteltrias war der Untergrund wesentlich mobiler als während der Obertrias.

Die verringerte Mächtigkeit im NW betrifft auffallenderweise fast ausschließlich die karbonatischen Einschaltungen; die Mächtigkeit der Schieferhorizonte bleibt im gesamten Drauzug annähernd gleich.

Vergleichen wir die paläogeographischen Ergebnisse von O. KRAUS mit der Paläogeographie des Anis bis unteren Karns so fällt auf, daß die Großgliederung sich kaum geändert hat: Im N und W ist wiederum ein Festland bzw. eine Inselkette anzunehmen, im S war der Drauzug (höchstwahrscheinlich) weiterhin von einem offeneren Meeresbereich begleitet.

Folgende Fragen sind ungelöst:

a) die Wassertiefe zur Zeit der Sedimentation der Schieferhorizonte. War diese im gesamten Drauzug etwa gleich, wie O. KRAUS vermutet, oder war sie verschieden?

b) die Ursachen der Karbonat-Schiefer-Wechsellagerung, die ja nicht nur im Drauzug, sondern auch in weiten Bereichen der übrigen Ost- und Südalpen festzustellen ist. Gingen tatsächlich Hebungen im Hinterland Hand in Hand mit einer zeitweise verstärkten Absenkungsbewegung (KRAUS, 1969 : 133)?

c) der Grund für das eigentümliche Auftreten der Ooid- und Onkoidlagen. Während die Horizonte im Liegenden der Schiefer gesetzmäßig gegen NW abnehmen und durch Sandsteine ersetzt werden, treten die Onkoid- und Ooidlagen im Hangenden im gesamten Drauzug auf (vgl. die Profile von O. KRAUS). ad a)

Hinweise auf flaches, bewegtes Wasser zur Zeit der Schieferhorizonte finden sich im Drauzug besonders im N, während im S derartige Sedimentgefüge kaum bekannt sind. Hier herrscht, zumindest zur Zeit des 1. Schiefers, eine tonreiche Sedimentation. Auch sind nur aus dem S ammonitenführende Lagen bekannt (HOLLER, 1951; TICHY, 1972; COLINS & NACHTMANN, 1974; eigene Beobachtungen). Möglicherweise war also der Südbereich etwas tiefer als die Gebiete im N bzw. NW, insbesondere während mittlerer und höherer Abschnitte der Schiefer. ad b et c)

Neben den von KRAUS diskutierten Unterschieden der Absenkung während der Zeiten der Schiefer- bzw. der Karbonatsedimentation ist auch an eustatische Meeresspiegelschwankungen als Verursacher der Wechsellagerung von Karbonaten und klastischen Horizonten zu denken. Hierauf weist insbesondere die gleichartige Verteilung der drei Schiefer- und drei Karbonathorizonte in Drauzug und Nördlichen Kalkalpen. Daneben müssen innerhalb des Drauzuges selbst ungleichmäßige Absenkungen angenommen werden. Entsprechend der größeren Mächtigkeit der im Flachwasser gebildeten Karbonathorizonte muß sich im SE der Untergrund stärker abgesenkt haben als im NW. Hiezu gibt es zwei Möglichkeiten:

- der Untergrund sank im SE nur während der Zeit der Karbonatproduktion stärker ab, die Absenkungsrate während der Schiefersedimentation war im gesamten Drauzug etwa gleich.

- der Untergrund sank im SE während der gesamten Dauer der Raibler Sedimentation stärker ab. Dies könnte mit der Anlieferung klastischen Materials insbesondere aus N bis NW zusammenhängen (Kippbewegung). Bei weitgehend gleicher Mächtigkeit der Schieferhorizonte hätte dies zur Folge, daß diese im SE in etwas größere Wassertiefen gerieten als im NW: allfällig hinzutretende eustatische Meeresspiegelschwankungen würden sich ja im gesamten Drauzug etwa gleich auswirken.

Die zweite Möglichkeit scheint mir aus verschiedenen Gründen die wahrscheinlichere zu sein (Ooid- und Onkoidlagen besonders im S, Cephalopodenlagen nur aus dem S bekannt, etc.). Insbesondere die Ooidlagen sind von Bedeutung, da sich derartige gut sortierte und relativ dickschalige Ooide nur in bewegtem Wasser bilden, auf den Bahamas z. B. am Rand der Plattform (PURDY, 1963; vgl. auch FABRICIUS, 1977). Die breite, flächenhafte Verteilung im Drauzug (am top der Schiefer) bei insgesamt geringer Mächtigkeit ist ein Indiz dafür, daß diese Lagen nicht gleichzeitig entstanden, sondern das Ergebnis einer allmählich von NW nach SE voranschreitenden Regression darstellen. Selbstverständlich ist auch mit einer gewissen Umverteilung der Ooide zu rechnen, ein Transport über Zehnerkilometer, der außerdem entgegengesetzt zur Anlieferung des klastischen Materials verläuft, erscheint aber nicht denkbar.

Auch Onkoide bilden sich in flachem, etwas bewegtem Wasser, wenngleich der Energie-Index wesentlich geringer ist als bei der Ooidentstehung.

Das im Folgenden vorgeschlagene Modell der Entstehung gilt für jede der drei Schiefer-Karbonatabfolgen:

a) Die Wechsellagerung klastischer und karbonatischer Horizonte ist im wesentlichen ein Produkt eustatischer Meeresspiegelschwankungen. Nach einer Meeresspiegelabsenkung im höheren Cordevol (vgl. Wettersteinkalk) erfolgte mit Beginn des Jul ein Meeresspiegelanstieg.

b) Unabhängig davon senkt sich der Untergrund dauernd ab, im SE stärker als im NW (Kippung).

c) Die einsetzende Tonsedimentation beendet die Karbonatproduktion. Infolge der stärkeren Absenkung gerät der Bereich der Südfazies in ein Milieu mit höherer Energie, Onkoide und Ooide bilden sich, die aber rasch in tiefere, z. T. reduzierende Verhältnisse geraten und von Tonschiefern und Mergeln überdeckt werden.

d) Die Einschüttung klastischen Materials ist eine Folge der Heraushebung des Hinterlandes, die Transgression bewirkte aber auch eine Umverteilung der im Küstenbereich im N bis NW gelegenen Klastika. Die Entfernung zu diesem Bereich hat zur Folge, daß nur relativ feinkörniges Material angeliefert bzw. innerhalb des Drauzuges umverteilt wird, "Restsande" (O. KRAUS) entstehen. Die Sande erreichen bevorzugt den näher gelegenen N und NW des Drauzuges, während der S bis SE hauptsächlich mit Mergel- und Tonmaterial beliefert wird. Die starken Sandeinschüttungen im N, bei gleichzeitig größerer Entfernung zum offenen Meer, sind der Grund, warum sich an der Basis der Schieferhorizonte hier keine Onkoid- und Ooidlagen bilden.

e) Die eustatische Meeresspiegelhebung kommt zum Stillstand, die ungleichmäßige Absenkung des Untergrundes hält aber weiter an. Der S bis SE gerät infolgedessen in etwas größere Wassertiefen. Die Sand-, Mergel- und Tonsedimentation dauert im gesamten Drauzug an.

f) Eine eustatische Senkung des Meeresspiegels bedingt bei den nur geringen Wassertiefen im N und der hier geringeren Absenkung des Untergrundes eine rasche Verflachung. Der Südbereich ist jedoch noch tiefer, eine Fazies mit höherer Energie stellt sich im N ein (Onkoide, Ooide). Der N befindet sich in der Folge in einem Gezeitenbereich, ein vorübergehender Sedimentationsstillstand folgt.

g) In den etwas tieferen Südbereich wird zunächst noch Sandmaterial geliefert ("Hangendsandstein"), anschließend setzt auch hier, von NW gegen SE fortschreitend, die Ooid- und Onkoidfazies ein. Ortlich fehlen diese Lagen aber auch, die Verflachung erfolgt dann nach Ende des klastischen Einflusses innerhalb der darüberfolgenden Karbonatserie.

h) Die Karbonatsedimentation breitet sich aus, sie kompensiert die unterschiedliche Absenkung des Untergrundes, im SE bilden sich mächtigere Karbonatabfolgen als im NW.

### 3.43 Hauptdolomit

GEYER (1898) war wiederum einer der ersten, der die mächtigen obertriadischen Dolomite des Drauzuges, die im Hangenden der Raibler Schichten folgen, mit dem Hauptdolomit der übrigen Alpen verglich. Wenn auch die Bezeichnung "Hauptdolomit", stratigraphisch gesehen, eher ungünstig ist, soll doch an ihr festgehalten werden. Dies umsomehr als entgegen allen bisher besprochenen Schichtgliedern keine Bearbeitung jüngeren Datums vorliegt, die einen größeren Bereich des Drauzuges zum Inhalt hätte. Dies mag zum Teil auf dem Umstand beruhen, daß in den Gailtaler Alpen und in den Nordkarawanken kaum ungestörte Profile vorliegen. Innerhalb der Lienzer Dolomiten wäre aber eine Profilaufnahme durchaus möglich.

Für unsere Fragestellung, den Vergleich der Schichtfolge des Drauzuges mit den Abfolgen im N und S, ist dies jedoch nicht sehr schwerwiegend. Der Hauptdolomit ist eines der am weitesten verbreiteten Gesteine innerhalb der gesamten Alpinen Trias, er tritt in Südalpen, Drauzug, zentralalpinem Mesozoikum und in den Nördlichen Kalkalpen auf, er eignet sich also schon von vorneherein schlecht für Faziesvergleiche. Wichtiger ist der Übergang Hauptdolomit zu Dachsteinkalk.

BAUER (1970) glaubt in den Nordkarawanken eine ganz ähnliche Untergliederung der Hauptdolomitabfolge angetroffen zu haben, wie sie von verschiedenen Autoren aus dem Westteil der Nördlichen Kalkalpen beschrieben wurde (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968, 1970; CZURDA & NICKLAS, 1970; SCHER-REIKS, 1971). Auch für den Drauzug muß an flaches, zeitweise stagnierendes Wasser gedacht werden. Die Sedimente entstanden vielfach im Gezeitenbereich, örtliche Trockenlegungen werden für die Nördlichen Kalkalpen angenommen und waren wahrscheinlich auch im Drauzug gegeben. Auffallend ist jedoch, daß bisher aus dem Hauptdolomit noch keine vadosen Zemente beschrieben wurden, wie sie aus dem Wettersteinkalk bekannt sind.

Der Hauptdolomit des Drauzuges ist sehr fossilarm. VAN BEMMELEN (1957) beschreibt den Fund eines *Colobodus* cf. ornatus (det. H. ZAPFE) aus bitumenreichen Einschaltungen des Hauptdolomites. Innerhalb der norischen "Fischschiefer" der Nördlichen Kalkalpen tritt diese Art relativ am häufigsten auf.

Auffallenderweise ist einzig aus dem Bleiberger Raum eine reichere Fossilführung bekannt. Dies mag aber mit der intensiveren geologischen Bemusterung im Lagerstättenbereich bzw. dessen näherer Umgebung zusammenhängen.

Schon GÜMBEL (1862) erwähnt Megalodonten aus dem Heiliggeist-Revier östlich von Bleiberg. Dieser Fund geriet in der Folge anscheinend in Vergessenheit, bis durch H. W. FLÜGEL (1950) sowie TICHY (1975 a) neue Fossilfunde, insbesondere Megalodonten, bekanntgemacht wurden. Die Fossilien liegen sämtlich im hellen, grobgebankten hangenden Hauptdolomit. Sie sprechen eindeutig für Nor, nach TICHY deutet die Assoziation auf einen höheren Horizont innerhalb der norischen Stufe hin. Faziell von Bedeutung ist neben den Megalodonten sowie dem Vorkommen von *Isognomon exilis* (Bivalvia) das Auftreten der Anthozoe *Montlivaultia* sp. sowie des Brachiopoden *Dioristella hofmanni*. Eine etwas bessere Durchlüftung scheint für den fossilführenden Bereich wahrscheinlich.

Im Westen der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth, im Gebiet des Migitschriegels, wurden von mir Foraminiferen und Kalkalgen gefunden, ebenfalls in einem relativ hellen (hangenden) Hauptdolomit. W. RESCH (Innsbruck) bestimmte *Involutina sinuosa pragsoides*, die vom Cordevol bis ins Nor reicht. Die Kalkalgen gehören nach der Bestimmung durch E. OTT in der Mehrzahl zu Griphoporella curvata, die nach PIA charakteristisch für Nor ist und insbesondere in den Südalpen vorkommt (vgl. Kalkalgen-Stratigraphie von OTT, 1972 a, b). Schon TICHY (1975 a) hatte das Auftreten von Griphoporella curvata vermutet, wenn auch bei seinen Funden eine exakte Bestimmung nicht möglich war.

Das norische Alter mittlerer bis hangender Anteile des Hauptdolomites ist für den Bleiberger Raum also gesichert, wahrscheinlich gilt diese Alterszuordnung für den gesamten Drauzug. Schwierigkeiten gibt es jedoch bei der Abgrenzung zu den unter- und überlagernden Einheiten. Der Hauptdolomit erreicht im Drauzug sicher über 1000 m Mächtigkeit; genaue Angaben sind wegen der oft starken tektonischen Beanspruchung nur schwer möglich.

Der Hauptdolomit läßt sich in drei Abschnitte gliedern (Geyer, 1897, etc.; Holler, 1951; van Bemmelen, 1957, 1961; Schlager, 1963; van Bemmelen & Meulenkamp, 1965; Bauer, 1970; Czurda, 1972; König, 1975; Tichy, 1975 a; u. a.):

Hangendes: Plattenkalk

bituminöser Hauptdolomit

heller, grobgebankter Hauptdolomit

bräunlicher, feingeschichteter und laminierter Hauptdolomit

Liegendes: Raibler Schichten, örtlich mit der sogenannten "Basisbreccie" des Hauptdolomites (vgl. Kap. 3.431).

TICHY (1975 a) ist der Meinung, daß sich die beiden Faziesausbildungen des bräunlichen, feingeschichteten Hauptdolomites sowie des hellen Hauptdolomites gegenseitig vertreten können. Im Gegensatz zu einem Teil der Auffassung TICHYS ist aber anzumerken, daß im N des Drauzuges, z. B. am Kellerberg (KÖNIG, 1975), sehr wohl die helle Ausbildung des Hauptdolomites auftritt.

3.431 Zur Liegendgrenze des Hauptdolomites

HOLLER (1951) trennt die dunklen, plattigen Kalke bis Dolomite der 3. Karbonatserie der Raibler Schichten von dem überlagernden, ebenfalls dunkel und plattig ausgebildeten Hauptdolomit mit Hilfe der schon GEYER (1897, 1901 a) bekannten "Basisbreccie" ab. Es handelt sich um dunkelbraune, dunkelgraue, auch grüngraue, cm- bis dm-große Dolomitkomponenten in einer dunkelbräunlichen, dolomitischen Matrix. Nach HOLLER liegt diese Breccie im Bleiberger Raum etwa 18 m über dem 3. Schiefer der Raibler Schichten. O. KRAUS (1969) zeichnet in seinem Profil der Raibler Schichten des Rublandstollens diese Breccie hingegen 80 m im Hangenden des 3. Schiefers.

HOLLER erwähnt weiters vererzte Breccienvorkommen aus dem Raum Mitterberg, die anstelle der bräunlichen Dolomitmatrix eine helle, chemisch angelagerte Calcitmatrix besitzen. Ahnliche Breccien, teils mit Calci-, teils mit Dolospatit als Matrix, beschreiben auch SCHLAGER (1963), VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965), WARCH (1973), KÖNIG (1975). Diese Autoren weisen darauf hin, daß diese Breccien auch in höheren Abschnitten des Hauptdolomites wie auch in den unterlagernden Raibler Schichten auftreten. Da die Breccien häufig quer durch die Schichtung greifen und sich einzelne Breccienkomponenten oft noch nahtlos aneinanderfügen lassen, handelt es sich sicher um eine diagenetische Bildung (collaps-breccia). Diese Breccien werden also zu Unrecht mit der eindeutig sedimentären Basisbreccie verglichen.

HOLLER (1951) beschreibt aus dem Bleiberger Raum im Hangenden der Basisbreccie noch Einschaltungen grüner Mergel; besonders auffallend sind aber schwarze Tonschieferlagen, meist nur cm-mächtig, in einem Fall aber mit einer Dicke von 3 m. Dieser Bereich reicht nach HOLLER bis etwa 135 m über den 3. Schiefer, bis schließlich "feinstreifige Dolomite" (nach eigenen Beobachtungen stromatolithische Algenmatten) einsetzen. Die Beschreibung HOLLERs erinnert an die von O. KRAUS (1969) aus den Lienzer Dolomiten im Hangenden des 3. Schiefers erwähnten dünnen Mergeleinschaltungen, die KRAUS noch den Raibler Schichten zurechnet.

Zusammenfassend erkennen wir:

a) Die über dem 3. Schiefer folgende Karbonatabfolge ist sehr wechselhaft. Ortlich treten Flachwassereinschaltungen auf (Ooide, Onkoide), andernorts Rauhwacken (im Hangenden plattiger Kalke), an deren Basis ebenfalls Sedimentärbreccien vorkommen können. Wieder an anderen Stellen können dunkle, plattige Kalke bis Dolomite, z. T. mit Kieselkonkretionen, beobachtet werden. Slumping-Strukturen (SIEGL, 1975; eigene Beobachtungen) weisen für diese Bereiche gewisse Niveauunterschiede nach.

b) Eine "Basisbreccie" ist nur örtlich ausgebildet, sie ist meist einer Abfolge dunkler, bituminöser, plattiger Kalke bis Dolomite eingelagert. Sie ist als regionale Einschüttung in einen Bereich anzusehen, dessen Fazies sich nur allmählich ändert. Sie bildet also *keinen Grenzhorizont* und ist zur Abtrennung des Hauptdolomites von den Raibler Schichten nicht geeignet. Die Grenze zum Hauptdolomit sollte vielmehr mit dem Einsetzen der im gesamten Drauzug vertretenen Fazies bituminöser, gröber kristalliner, feingeschichteter Dolomite mit Algenlaminierungen gezogen werden.

3.432 Bräunlicher, feingeschichteter und laminierter Hauptdolomit

Die braune Farbe dieses Hauptdolomit-Types wird durch einen gewissen Bitumengehalt hervorgerufen. Insoferne besteht Verwechslungsgefahr mit dem "Bituminösen Hauptdolomit". Auch enthalten beide Typen Algenlaminierungen. Im "Bituminösen Hauptdolomit" sind aber stets bitumenreiche Tonlagen zwischengeschaltet. Die Laminierungen des bräunlichen, feingeschichteten Hauptdolomites sind plan-laminar oder schwach wellig. Es handelt sich zumeist um Algen-Stromatolithen, einzelne der von LOGAN et al. (1964) beschriebenen Typen werden in der Literatur erwähnt (BAUER, 1970; KÖNIG, 1975). Diese bituminösen Filme können im Abstand einiger mm übereinander folgen. Ortlich sind schwärzliche, dünnbankige Dolomitlagen eingeschaltet. Daneben treten Koprolithenzeilen auf (BAUER).

Ofters kann ein Sedimentationszyklus beobachtet werden, von BAUER mit den Lofer-Zyklothemen des nordalpinen Dachsteinkalkes (A. G. FISCHER, 1964) in etwa verglichen.

Die Mächtigkeit dieses Abschnittes gibt König (1975) mit 600-700 m an.

3.433 Heller, grob gebankter Hauptdolomit

Dieser Abschnitt des Hauptdolomites zeigt infolge stärkerer Rekristallisation meist nur wenige Sedimentstrukturen. Bereichsweise sind aber weniger stark rekristallisierte Lagen eingeschaltet. Aus solchen Abschnitten stammen zumeist die eingangs erwähnten Fossilfunde aus der Umgebung Bleibergs.

Das Fehlen von Gefügen, die auf Einwirkung von Gezeiten hinweisen, aber auch die Art der auftretenden Biogene, spricht für einen subtidalen Flachmeerbereich, ständig vom Wasser bedeckt, aber wohl nur einige Meter tief.

Die Mächtigkeit dieses Abschnittes beträgt etwa 400-500 m.

3.434 Bituminöser Hauptdolomit

Die dunklen, stark bitumenreichen Abfolgen werden von den meisten Autoren dem höheren Hauptdolomit zugeordnet (SCHLAGER, 1963; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; CZURDA, 1972). Seit GEYER (1897) wird von einer "Seefelder Fazies" gesprochen. HOLLER (1951) erwähnt ein "Olschiefervorkommen" innerhalb bituminöser Dolomite, die er in den mittleren Hauptdolomit stellt, unterhalb der Liegendgrenze des hellen, grobgebankten Hauptdolomites.

Die Entstehung des Bituminösen Hauptdolomites ist umstritten. CZURDA (1972) beschreibt Algenstromatolithe und Aufarbeitungshorizonte und postuliert eine Flachwasserentstehung, die sich von der "Seefelder Kalkfazies" deutlich unterscheide. Andererseits erwähnen van BEMMELEN & MEULENKAMP schwarze, feinplattige Dolomite, wechsellagernd mit schwarzen, sehr bitumenreichen Schiefern. Dies spricht, zusammen mit dem Colobodus-Fund van BEMMELENS (1957) für örtliche Kolk-Bildungen auch innerhalb des Drauzuges.

Bituminöser Hauptdolomit ist insbesondere aus Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen bekannt.

### 3.44 Plattenkalk

Der Begriff "Plattenkalk" wird von GÜMBEL (1861) erstmals für den in den Nördlichen Kalkalpen im Hangenden des Hauptdolomites folgenden Kalk verwendet. Dieser ist ein "stark thonhaltiger, mehr minder dolomitischer Kalk mit viel Bitumen, lichtgrau und schwärzlichgrau...".

Der Plattenkalk stellt einen Faziesübergang zwischen den relativ reinen Dolomiten des Hauptdolomites und den meist mergelig-kalkigen Kössener Schichten dar. Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen ist seine stratigraphische Rangordnung umstritten. MÜLLER-JUNGBLUTH (1968, 1970) schlägt den Plattenkalk (als "Plattenkalk-Niveau") seinem "Oberen Hauptdolomit" zu, auch SCHERREIKS (1971) rechnet den Plattenkalk zur "Oberen Hauptdolomit-Folge". NICKLAS (in CZURDA & NICKLAS, 1970) sieht ihn als eigene, höchste Untereinheit des Hauptdolomites an. Ursache für diese Zuordnung zum Hauptdolomit ist offenbar, daß innerhalb des Hauptdolomites noch weitere, kalkige Einschaltungen bekannt sind. Czurda hingegen (in Czurda & NICKLAS, 1970) will den Plattenkalk als selbständige, dem Hauptdolomit und den Kössener Schichten gleichwertige Einheit ausscheiden, also als eine Formation. Trotzdem wird in der Arbeit von Czurda & NICKLAS von "Plattenkalk-Niveau" gesprochen, das Czurda allerdings am liebsten als "Hauptkalk" bezeichnen möchte. Später ändert Czurda anscheinend seine Meinung, 1973 (S. 398) spricht er von einem "Plattenkalk-Niveau in der Hauptdolomitfazies".

Der Begriff "Plattenkalk" wurde durch SCHLAGER (1963) in den Lienzer Dolomiten eingeführt. Köhler (1973) trifft, ähnlich SCHLAGER, die Abgrenzung vom unterlagernden Hauptdolomit mit dem ersten Auftreten einer Kalkbank und ist damit bei seiner Grenzziehung allen diagenetischen Einflüssen ausgeliefert. Köhler scheidet einen unteren und einen oberen Plattenkalk aus sowie einen dazwischenliegenden "Geröllhorizont" (Konglomerat).

Die erwähnte Konglomeratbank besteht aus kalkigen bzw. dolomitischen Komponenten, die bis 10 cm groß werden und schlecht sortiert sind. Die Mäch-

5

65

tigkeit dieses Horizontes nimmt im Arbeitsgebiet Köhlers, den Gailtaler Alpen, von 34 m im W auf 5 m im E ab. Daneben ändert sich aber auch die Mächtigkeit in N-S Richtung. Im Profil Weißenbach (Südabschnitt der Gailtaler Alpen) fehlt dieser Horizont.

VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) treffen eine andere stratigraphische Gliederung als SCHLAGER und Köhler. Sie rechnen plattige Dolomite (nach Köhler Hauptdolomit), Kalk-Dolomit-Wechsellagerung, z. T. auch reine Kalkabfolgen (= Unterer Plattenkalk Köhlers) zur sogenannten "Tscheltscher Folge", während sie den Oberen Plattenkalk Köhlers als kalkige Kössener Schichten bezeichnen und so diese mit dem "Geröllhorizont" Köhlers beginnen lassen. Hauptgrund für diese Grenzziehung ist die Vermutung, daß das Sedimentpaket bis zum "Geröllhorizont" eine faziell abweichende Entwicklung des Hauptdolomites darstellt, also wahrscheinlich noch norisch sei, während die über dem "Geröllhorizont" folgenden kalkigen Ablagerungen mit mergeligen Kössener Schichten verzahnen sollen und deshalb wahrscheinlich schon rhätisch seien. Man erkennt hier eine Gleichsetzung litho- und chronostratigraphischer Begriffe (Hauptdolomit = Nor, Kössener Schichten = Rhät), die bis vor wenigen Jahren weitverbreitet war und die Stratigraphie der Alpinen Trias stark belastet hat.

Im Folgenden wird der Grenzziehung Köhlers gefolgt.

Der Plattenkalk ist fossilarm. An Fossilien wurden lediglich unskulpturierte Ostracoden, Echinodermenreste und Schalenbruchstücke erkannt. Wichtig ist der Nachweis von Radiolarien in den östlichen Gailtaler Alpen durch Köhler. Diese erlauben jedoch keine genauere stratigraphische Einstufung, so daß das Alter des Plattenkalkes nur aufgrund der Altershinweise der überlagernden Kössener Schichten angegeben werden kann (vgl. Kap. 3.455). Danach handelt es sich um mittleres bis höheres Nor.

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes nimmt nach Köhler von 300 m im Gebiet des Gailberg-Sattels auf 23 m im Raum des Farchtner Sees ab. Ahnliche Mächtigkeitsangaben finden sich bei SCHLAGER (1963), der für die Lienzer Dolomiten 260—350 m Mächtigkeit angibt. Die Grenze zu den überlagernden Kössener Schichten wird öfters durch einen Breccienhorizont markiert, der im Liegenden des 1. Tonschiefers der Kössener Schichten liegt.

Im Gebiet des Gailberg-Sattels herrscht rhythmische Wechsellagerung dick- und dünnbankiger Kalke, während diese Abfolge im E durch laminierte und gebänderte Kalke vertreten wird. Die im W auftretenden mergeligen Zwischenschichten fehlen im E, die Tonsedimentation nimmt also deutlich ab. Dies betrifft jedoch nicht den unlöslichen Rückstand der Karbonatbänke, der nach den Angaben Köhlers im gesamten Gebiet etwa gleich ist.

Der im N gelegene Bereich (Profil Gasseralm) fällt wegen seiner besonders hohen Klastführung auf; außerdem hat gerade dieses Profil den höchsten Anteil an Dolomitlagen. Auch aus den Plattenkalken der Lienzer Dolomiten erwähnt SCHLAGER (1963) einen hohen Klastanteil. Dieser scheint also gegen N bzw. NW zuzunehmen.

BAUER (1970) beschreibt von einer Lokalität der Nordkarawanken (Sucha Bach) über hellgrauen Dolomiten ohne Sedimentgefüge etwa 120 m Plattenkalke. Darüber legen sich allerdings nochmals Dolomite mit Stromatolithlagen und "Messerstichen" (vgl. SARNTHEIN, 1965), also Hinweise auf eine Abfolge mit erhöhter Salinität. Eingeschaltet sind 4 Horizonte mit plattigen Kalken von jeweils etwa 10–20 m Mächtigkeit. Unsicher ist, ob die Abfolge dem höheren Hauptdolomit oder dem Plattenkalk zuzuordnen ist.

Daneben erwähnt BAUER aus dem Vellachtal dunkle, teilweise stark bituminöse siltitische Kalke, die auch Hornstein führen, cm- bis dm-gebankt. Sie wechsellagern mit rhythmisch laminierten Kalken. Die Abfolge, deren stratigraphische Stellung wegen des Fehlens von Fossilien unsicher ist, könnte Plattenkalk oder Kössener Schichten darstellen.

#### 3.45 Kössener Schichten

GEYER hatte die Abfolge über dem Hauptdolomit noch unter dem Begriff "Rhätkalke und Mergel" geführt (1898 etc.), auch VAN BEMMELEN (1957, 1961) spricht nur von Rhät und gliedert dieses in Unter- und Oberrhät, ohne daß diese Alterseinstufung aber fossilmäßig exakt belegt werden konnte. Es handelt sich hiebei auch nicht um eine genaue Altersangabe, sondern um die bis vor wenigen Jahren und zum Teil auch noch heute gebräuchliche, wenn auch unkorrekte Vorgangsweise, Gesteinsabfolgen mit chronostratigraphischen Begriffen zu belegen.

1963 vergleicht SCHLAGER die "rhätischen" Sedimente der Lienzer Dolomiten mit dem "Schwäbischen Faziestyp" (SUESS & MOJSISOVICS, 1868) des "Rhäts" der Nördlichen Kalkalpen und spricht von Kössener Schichten. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP übernehmen diese Nomenklatur teilweise und verwenden den Begriff "Kössener Folge". Ortlich, z. B. südlich der Dolomitenhütte bei Lienz, aber auch andernorts in den Lienzer Dolomiten treten auch Brachiopoden auf (MARIOTTI, 1972), zusammen mit Lamellibranchiaten, also die "Karpatische Fazies" nach SUESS & MOJSISOVICS.

Um den stratigraphischen Begriff "Rhät" (dies ist die zutreffende, da von GÜMBEL, 1861, eingeführte und international verwendete Schreibweise) hat sich in letzter Zeit eine intensive Diskussion entwickelt. Hier kann nicht darauf eingegangen werden, ich schließe mich den Argumenten WIEDMANNS (1972) an, der die Überführung der Suessi-Zone des Obernors in das Rhät befürwortet [zur Diskussion um den stratigraphischen Begriff "Rhät" vergleiche auch H. ZAPPE (Ed.), 1974 sowie TOLLMANN, 1976 a]. Bevor diese Streitfrage nicht entschieden ist, sollte man bei Zeitangaben in diesem Bereich wenn möglich die gemeinte Zone angeben.

Die Kössener Schichten der Gailtaler Alpen wurden in jüngster Zeit durch Köhler (1973) bearbeitet. Die Arbeit beschränkt sich jedoch auf die tieferen Abschnitte der Kössener Schichten, da die hangenden Partien in den Gailtaler Alpen stets erodiert sind. Die Kössener Schichten stellen hier das jüngste erhaltene Schichtglied dar. In den Lienzer Dolomiten hingegen ist an einigen Stellen der Übergang in die jurassischen Sedimente erschlossen (derzeit durch L. BICHL-MANN in Bearbeitung).

5\*



Abb. 13. Profile aus Plattenkalk und Kössener Schichten sowie Faziesverteilung im Großzyklus A der Kössener Schichten. Von W nach E ist eine deutliche Abnahme der Sedimentmächtigkeiten festzustellen. Bild nach Köhler (1973).

68

Nach Köhler bestehen die Kössener Schichten aus kalkigen Mikriten, wechsellagernd mit Tonschiefern und Mergeln. Die Grenze zum unterlagernden Plattenkalk zieht Köhler mit dem ersten mächtigen Tonschieferhorizont (im W ca. 40 m mächtig).

Innerhalb der Liegendabfolge der Kössener Schichten konnte Köhler zyklische Sedimentation erkennen. Köhler nennt 4-5 Großzyklen, von denen 3 gut erschlossen sind. Die Großzyklen bestehen aus etwa 20 Kleinzyklen, im allgemeinen aus Tonschiefer an der Basis bestehend, abgelöst von Mergel und schließlich Kalk.

Die von Köhler untersuchten Zyklen (vgl. Abb. 13) werden gegen E generell geringermächtig. Die Tonschieferhorizonte zeigen keine regelmäßige Verteilung des Karbonatgehaltes. Im 1. Großzyklus herrscht im W fast reine Tonsedimentation, gegen E schalten sich zunehmend Mergel ein. Noch weiter gegen E geht der Karbonatgehalt allerdings wieder zurück. Dies wird von Köhler auf zunehmende Wassertiefe zurückgeführt, die eine Mangelsedimentation im E bewirkt haben soll (Abb. 13). Auf die gleiche Ursache führt Köhler die regelmäßige Zunahme des Ca-Gehaltes von Ca-Dolomiten des 1. Tonschiefers zurück.

SCHLAGER (1963) erwähnt aus den Lienzer Dolomiten Einschaltungen sedimentärer Breccien, daneben auch slumping-Strukturen. VAN BEMMELEN & MEU-LENKAMP (1965) verweisen auf Sandeinlagerungen innerhalb der Tonschiefer der westlichen Lienzer Dolomiten.

Die Mächtigkeit der Kössener Schichten ist in den Gailtaler Alpen wegen der Erosion des hangenden Abschnittes nicht bekannt. In den Lienzer Dolomiten nehmen VAN BEMMELEN & MEULENKAMP etwa 150—250 m Mächtigkeit der "Kössener Folge" an (wozu allerdings auch der hangende Teil des Plattenkalkes gerechnet wird). SCHLAGER spricht von mehr als 200 m Mächtigkeit.

Die Biogenführung ist unterschiedlich und ist fast ausschließlich auf die Kalkbänke beschränkt. Die biogenreichen Lagen enthalten Lamellibranchiaten, Echinodermenskelettelemente, Foraminiferen, Gastropoden, Fischreste, örtlich auch reichlich Brachiopoden. In einzelnen Bänken treten Onkoide auf. Oft ist ein hoher Gehalt an Koprolithen festzustellen. Stellenweise können grob gebankte bis massige, z. T. sehr fossilreiche Einschaltungen beobachtet werden. Hiebei handelt es sich insbesondere um Korallen verschiedener Arten. Eine Liste der Mikrofossilien findet sich bei Köhler, Megafossilien können bei WARCH (1973), VAN BEM-MELEN (1957, 1961), SCHLAGER (1963), VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) nachgeschlagen werden.

Die von Mostler (in Köhler, 1973) bestimmten Holothuriensklerite fallen in das Alaun bzw. Sevat (nach den Holothurien-Assemblagezonen Mostlers, 1972 b); sie stammen aus dem 4. Zyklus der Kössener Schichten. Demnach setzen diese höchstwahrscheinlich schon unterhalb der *suessi*-Zone, also im höheren Nor ein (auch nach der Begriffsfassung des Rhäts bei WIEDMANN, 1972 und TOLL-MANN, 1976 a).

Auch die Foraminiferen Köhlers (det. W. RESCH) zeigen Obernor-Rhät an. Auch aus den Nordkarawanken sind Kössener Schichten bekannt (BAUER, 1970; u. a.), und zwar siltitische bis arenitische Kalke, Mergelkalke und Mergel. BAUER beschreibt aus fossilführenden Lagen *Rhaetavicula contorta*. Ebenso wie in den Gailtaler Alpen und den Lienzer Dolomiten werden auch hier Thecosmilien gefunden. Der darüberfolgende Jura ist nur aus einzelnen Schollen bekannt, die mit den Kössener Schichten in keinem normal-stratigraphischen Verband stehen. Die intensive Tektonik ist wohl der Grund, warum BAUER hier keine Mächtigkeiten angibt.

### 3.46 Paläogeographie von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten

Während der Bildungszeit der 3. Karbonatserie der Raibler Schichten hatte sich langsam eine Karbonatplattform aufgebaut, örtlich noch beeinflußt von dem im NW anzunehmenden Liefergebiet (Tonschiefereinschaltungen). Die bestehenden Reliefunterschiede ("Basisbreccie", slumping-Erscheinungen) wurden aber zunehmend ausgeglichen. Dies hängt wahrscheinlich mit einer im Verhältnis zur hohen Karbonatproduktion des Flachwassers nur verhältnismäßig geringen Absenkungsrate zusammen. Gezeitensedimente bilden sich, eine Plattform riesigen Ausmaßes ("ultra back reef") baut sich auf.

Nach einer langen Zeit der Sedimentation im Gezeitenbereich stellten sich vielfach ruhige Subtidal-Bedingungen ein. Die Fossilfunde im Raum Bleiberg könnten eventuell darauf hindeuten, daß im Südteil der Plattform etwas bessere Lebensbedingungen gegeben waren: ein fraglicher Hinweis auf einen ehemals im Süden anzuschließenden Dachsteinkalk (vgl. die Verhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen, z. B. ZANKL, 1971).

Schon die Gezeitensedimente des liegenden Hauptdolomitabschnittes weisen einen gewissen Bitumengehalt auf. Besonders ausgeprägt ist dieser aber in bituminösen Abfolgen, die linsenförmig in den mittleren, besonders aber den höheren Hauptdolomit eingeschaltet sind und sich sowohl im Flachwasser als auch in einzelnen Kolken gebildet haben dürfte.

Auf den Hauptdolomit legt sich der Plattenkalk; mit ihm erfolgt eine allmähliche Umgestaltung der Plattform. Schüttungen feinklastischen Materials machen sich im W der Gailtaler Alpen bemerkbar, wahrscheinlich bedingt durch die nun verstärkte Absenkungstendenz. Eventuell ist auch an einen Meeresspiegelanstieg zu denken.

Sedimentationsunruhe wird durch einen fast in den ganzen Gailtaler Alpen vorhandenen Konglomerathorizont angezeigt, der etwa in der Mitte des Plattenkalkes auftritt. Daneben sind noch weitere Aufarbeitungslagen bekannt. Der Landeinfluß macht sich mit dem 1. Tonschiefer der darüberfolgenden Kössener Schichten erneut bemerkbar. Insbesondere im W können sandige Lagen, vielfach mit Hellglimmer, beobachtet werden.

Die in den Kap. 3.44 und 3.45 (vgl. KÖHLER, 1973) erwähnten charakteristischen Veränderungen von NW gegen SE deuten auf Schüttungen von einem im NW gelegenen Liefergebiet in ein sich gegen E vertiefendes Becken. Während im W Seichtwasserbedingungen anzunehmen sind, dürfte im E die Wassertiefe zur Zeit des Plattenkalkes mindestens 50 m betragen haben (Radiolarienführung, usw.). Die Wassertiefe zur Zeit der Kössener Schichten ist unbestimmt, sie war



Abb. 14. Profile der jurassisch-kretazischen Abfolge der Lienzer Dolomiten. Bild nach MARIOTTI (1972).

wohl kaum wesentlich niedriger, wenngleich der höhere Biogengehalt (zahlreiche Benthonten) eventuell auf etwas flacheres Wasser hindeutet. Dies triff insbesondere für die eingeschalteten Kalkbänke mit Korallen zu.

Als Ursache der zyklischen Sedimentation innerhalb der Kössener Schichten nimmt Köhler rhythmische Änderungen der Sedimentationsverhältnisse durch Änderung der Erosionsbedingungen im Hinterland an; hierfür sind nach Köhler in erster Linie eustatische Meeresspiegelschwankungen verantwortlich zu machen. Köhler denkt an Klimaänderungen, daneben gibt es jedoch noch andere in Frage kommende Verursacher eustatischer Meeresspiegelschwankungen (vgl. For-NEY, 1975; MÖRNER, 1976). Daneben weist Köhler auf eine möglicherweise ungleichmäßige Absenkung des Untergrundes hin.

#### 3.5 Jurassisch-kretazische Abfolge der Lienzer Dolomiten

Nur in den Lienzer Dolomiten tritt eine zusammenhängende Abfolge von Sedimenten des Jura und der Kreide auf, vor kurzem neu bearbeitet durch MARIOTTI (1972). Aus diesem Grunde wird anstelle einer Beschreibung (die bei MARIOTTI nachgelesen werden kann) die Abfolge anhand von Profilen vorgestellt (Abb. 14), die aus MARIOTTI (Abb. 2) stammen. Auf paläogeographische Schlußfolgerungen wird in den Kapiteln 4.3, 5.3 und 6 eingegangen.

# 4. Die Stellung des Drauzuges innerhalb der Ostalpen

#### 4.1 Problemstellung

Über die Lagebeziehungen der einzelnen ostalpinen Einheiten sowie über die Zuordnung zum "Oberostalpin", "Mittelostalpin" bzw. "Unterostalpin" wie auch über die Berechtigung dieser Begriffe (insbesondere des "Mittelostalpins") herrscht eine intensive Diskussion. Während TOLLMANN (u. a. 1963, 1975, 1976 b) das heute zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug gelegene zentralalpine Mesozoikum sowie dessen Basis zum allergrößten Teil als Mittelostalpin bzw. Unterostalpin ansieht, als ursprünglich nördlichste Einheiten, dem Penninikum benachbart, sind andere Autoren der Meinung, daß das zentralalpine Mesozoikum (ganz oder teilweise) ursprünglich zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug bzw. Südalpen gelegen habe (E. KRAUS, u. a. 1951; TRÜMPY, 1969; u. a.). Eine wiederum etwas abweichende Auffassung ist die, daß das "Mittelostalpin" (sensu TOLLMANN) abschnittsweise einen Teil bzw. den Untergrund der Nördlichen Kalkalpen darstelle (z. B. CLAR, 1965). Vgl. hiezu auch die Abb. 15 und 16.

Gerade den Sedimenten fällt bei der Lösung dieser Frage die Schlüsselrolle zu. Während sich die einzelnen Kristallinareale kaum mit genügender Sicherheit vergleichen lassen und auch sonstige Vergleiche vielfach problematisch sind (vgl. Kap. 1), ist ein Vergleich der Sedimentabfolgen sehr wohl möglich. Allerdings sollte hier eine gewisse Vorsicht walten, da es leicht zu Überinterpretationen kommt. Greifen wir z. B. die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen, des Drauzuges und der Südalpen heraus. O. KRAUS (1969), SCHULZ (1970) und
TOLLMANN (1976 b: 39) weisen auf die Ähnlichkeit der Idealprofile aus den westl. Nördlichen Kalkalpen sowie aus dem Drauzug hin und auf die unterschiedliche Ausbildung des Profils von Raibl. Dies ist für SCHULZ und TOLLMANN ein Grund für die Annahme der ehemaligen Nachbarschaft von Drauzug und Nördlichen Kalkalpen sowie für die Abtrennung der Südalpen. Bei dieser Frage ist aber zu berücksichtigen, daß auch innerhalb der Nördlichen Kalkalpen die mittel- bis oberkarnischen Sedimente recht vielgestaltig sein können (man ver-



Abb. 15. Palinspastisches Schema der westlichen und zentralen Ostalpen nach TOLLMANN (1963, 1965, 1975).



Abb. 16. Palinspastisches Schema der westlichen und zentralen Ostalpen nach TRÜMPY (1969).

gleiche beispielsweise den Hallstätter Bereich mit dem Gebiet von Lunz bzw. mit den westlichen Nördlichen Kalkalpen). Auch ist gerade das Beispiel der Raibler Schichten bei der Annahme eustatischer Meeresspiegelschwankungen (vgl. Kap. 3.42) nicht das günstigste. Wichtiger als bloße Profilähnlichkeiten ist die paläogeographische Situation, die bei der Rekonstruktion von Lagebeziehungen eine sinnvolle Faziesaneinanderreihung ergeben muß.

Folgende Positionen des Drauzuges erscheinen denkbar: (Unter- und Mittelostalpin wird im Sinne TOLLMANNS gebraucht, allerdings zunächst nur als paläogeographische Einheit):

- A) Unter- und Mittelostalpin, Drauzug, Nördliche Kalkalpen, Südalpen.
- B) Unter- und Mittelostalpin, Nördliche Kalkalpen und Drauzug, Südalpen.
- C) Unterostalpin, Nördliche Kalkalpen, Mittelostalpin, Drauzug, Südalpen.

# 4.11 Modell A

Gegen die Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen zwischen Drauzug und Südalpen (von OBERHAUSER, 1964, kurzzeitig angenommen) sprechen insbesondere Faziesbeziehungen zwischen Drauzug und Südalpen sowie Faziesgegensätze mit dem Nordrand der Nördlichen Kalkalpen. Beispielsweise fehlen in den Nördlichen Kalkalpen terrigene, gröberklastische anisische Sedimente, während diese im Drauzug und in den Südalpen auftreten; zum Teil entspricht sich sogar die gesamte Profilabfolge weitestgehend (BRANDNER, 1972). Weiters treten im N der Nördlichen Kalkalpen während des Mittel- und Oberkarns salinar-lagunär entwickelte Raibler Schichten auf, während im S des Drauzuges Hinweise auf einen offenen Meeresbereich gegeben sind. Wichtig ist auch der Hinweis TICHYS (1975 a) auf Faunenbeziehungen zwischen Südalpen und Drauzug zur Zeit des Hauptdolomites. Entsprechende Faunen treten nach TICHY im Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen nicht auf.

### 4.12 Modell B

Diese Ansicht wird von TOLLMANN vertreten, der sich u. a. 1963 für Faziesbeziehungen des Drauzuges mit dem im N genau gegenüberliegenden Südrand der Nördlichen Kalkalpen ausspricht. Eines seiner Hauptargumente, das Auftreten von Dachsteinkalk ab dem Dobratsch gegen E (ANDERLE, 1951), ist inzwischen jedoch hinfällig geworden (KRAUS & OTT, 1968; COLINS & NACHTMANN, 1975), auch ist das Kristallin des Drauzuges, wie man heute weiß, die normale stratigraphische Basis der Sedimente. Dies sind einige der Gründe, warum sich in neuerer Zeit TOLLMANN für Beziehungen zu den etwas weiter westlich gelegenen Nördlichen Kalkalpen ausspricht (u. a. 1975, 1976 b), vor ihm schon Staub (1924), VAN BEMMELEN (1961), SCHLAGER (1963) u. a. Betrachten wir nämlich den im N genau gegenüberliegenden Südrand der Nördlichen Kalkalpen, so ist tatsächlich kaum ein Vergleich möglich, treten doch dort u. a. Gutensteiner Kalke, karnische Hallstätter Kalke, Dachsteinkalke usw. auf. Die Permotriasabfolge der Tiroler und Vorarlberger Kalkalpen hingegen weist zahlreiche Gemeinsamkeiten mit der Faziesabfolge des Drauzuges auf, die aus Kapitel 4.2 ersichtlich werden.

# 4.13 Modell C

Die eben getroffenen Feststellungen scheinen zunächst eine weitere Diskussion über die Einwurzelung des Mittelostalpins zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug von vorneherein zu erübrigen. Andererseits genügt aber, wie wir eingangs erwähnt haben, ein reiner Vergleich einzelner Profilabfolgen nicht, wenn nicht gleichzeitig die paläogeographische Situation mitberücksichtigt wird. Die Paläogeographie des Drauzuges ist durch ein im N bzw. NW während der Trias gelegenes Festland (bzw. Schwellenzone) geprägt, das u. a. für die Schüttung klastischen Materials verantwortlich ist.

Eine ähnliche paläogeographische Situation ist für den Westteil der Nördlichen Kalkalpen anzunehmen (vgl. Kap. 4.3). Am Nordrand der westlichen Nördlichen Kalkalpen läßt sich stärkerer Festlandseinfluß erkennen, am Südrand bzw. im Zentralbereich waren eher Bedingungen eines offeneren Meeres gegeben.

Die stärker terrigen beeinflußte "Nordfazies" des Drauzuges läßt sich demnach nicht unmittelbar mit der stärker marinen "Südfazies" im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen verbinden. Die terrigene Beeinflussung der Drauzug-Trias weist auf ein Kristallin-Liefergebiet hin. Dieses mag anfangs noch eine Quarzporphyrauflagerung (Quarzporphyrgerölle bzw. Porphyrquarze in der Postvariscischen Transgressions-Serie sowie im klastischen Anis des Drauzuges) gehabt haben, die möglicherweise in der Folge weitgehend entfernt wurde. Auch ist eine lückenhafte Triasauflagerung auf dem Kristallin denkbar. Diese sollte insbesondere, übereinstimmend mit der weiten Verbreitung, aus lagunären, mittelbis obertriadischen Kalken bzw. Dolomiten bestehen. Gerade diese Charakterisierung trifft aber auf das Mittelostalpin TOLLMANNS zu. Die Anordnung eines Teiles des Mittelostalpins südlich der Nördlichen Kalkalpen würde der Vorstellung TRÜMPYS (1969) entsprechen (vgl. Abb. 16). Mittelostalpine Gebiete (sensu TOLLMANN) wie Silvretta, Otztaler Alpen, insbesondere aber das Kristallin südlich der Hohen Tauern (Kreuzeck-Gruppe, etc.) könnten also das gesuchte Liefergebiet klastischen Materials während der Permotrias darstellen.

# 4.2 Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der Permotrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen

Die postvariscische Abfolge (Perm bis Untertrias) transgrediert im Montafon auf dem Kristallin der "Phyllitgneisdecke". Zumeist ist die Kristallin-Basis jedoch nicht mehr erhalten (westliches Tirol), während ab dem östlichen Tirol die paläozoische Grauwackenzone die Basis der permotriadischen Abfolge darstellt.

Die Transgressions-Serie ist nach Mostler (1972 d) im Rhätikon überwiegend aquatisch entstanden, kurzzeitig wirkten sich eindeutig marine Ingressionen aus (vgl. auch Fellerer, 1966; Westrup, 1970). Gegen E verstärkt sich der marine Einfluß (EISBACHER, 1963; MOSTLER, 1972 c). Die Werfener Schichten des Gebietes östlich Saalfelden stellen eine weitgehend marine Abfolge dar.

Schüttungsrichtungen sind erst aus höheren Abschnitten der Transgressions-Serie bekannt. Zwischen Innsbruck und Saalfelden konnte EISBACHER eindeutig südgerichtete Schüttungen nachweisen. Eine klastisch beeinflußte, lagunäre Entwicklung oberskythisch-unteranisischen Alters (Punt-la-Drossa-Schichten, Reichenhaller Schichten) vermittelt zum überlagernden "Alpinen Muschelkalk" anisisch-ladinischen Alters und zeigt die Bildung einer weitgespannten Plattform als Folge der fortschreitenden Transgression an.

Im unteren und mittleren Anis macht sich, ähnlich wie im Drauzug, wieder ein gewisser Festlandseinfluß bemerkbar (feinklastisches Material des Virgloriakalkes, vgl. Kap. 3.311). Der Aufbau einer Karbonatplattform beendet das reiche Bodenleben. Diese Plattform des "Steinalmkalkes" nimmt den größten Teil der westlichen Kalkalpen ein (vgl. HIRSCH, 1966; SARNTHEIN, 1965, 1966; FRISCH, 1975; KOBEL, 1969; KUBANEK, 1969; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a).

Im Oberanis kommt es zur Absenkung weiter Bereiche ("Reiflinger Wende" nach SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974), die Fazies der Reiflinger Schichten stellt sich ein. Klastreiche Übergangsbildungen, zum Teil mit Onkoiden, im Hangenden crinoidenreich, vermitteln zwischen den beiden Ablagerungsräumen und zeigen, ebenso wie der von Vorarlberg bis Niederösterreich zu beobachtende Glaukonitgehalt, die fortschreitende Transgression an (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a und in Vorbereitung).

Die Reiflinger Schichten sind, generell gesehen, typische Beckensedimente, die Wassertiefe betrug wahrscheinlich einige hundert Meter (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976, BECHSTÄDT et al., im Druck b). Das nachgewiesene oberanisisch-ladinische Alter bedingt, daß die kalkige Beckenfazies der Reiflinger Schichten gleich alt ist wie beträchtliche Teile von sowohl Wetterstein-Riffkalk als auch mergeliger Beckenfazies der Partnachschichten. Von Bedeutung ist ferner die Einschaltung tuffitischen Materials (pietra verde), das ebenso wie die kalkige Beckenfazies vom höheren Anis bis ins höhere Ladin reicht.

Das Riffwachstum war erst jetzt möglich, nach der Herausgestaltung der Bekkenbereiche und der dadurch bedingten besseren Durchlüftung. Als Ansatzpunkt der Riffentwicklung dienten wahrscheinlich einzelne, von der Absenkung verschont gebliebene Teile der ansonsten abgesunkenen Plattform des "Steinalmkalkes". Die Riffe wachsen, mit Ausnahme des nördlichsten, allseitig vor und bilden Atolle (vgl. SARNTHEIN, 1967; OTT, 1967; WOLFF, 1973; ENDERS, 1974; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976). Die Ausbreitung der Riffe über die benachbarten Beckenbereiche hinweg bedingt ein Zusammendrängen auf schmale "Wasserstraßen" (z. B. Bereich Garmisch), eine wesentlich schlechtere Durchlüftung resultiert, dies bewirkt das langsame Ende des Riffwachstums.

Eine abweichende Situation ist im Vorarlberger Raum gegeben. Hier existierte zunächst ein sehr breites Partnachbecken, im E (östlich des Arlbergs) und im W (Riffausläufer der Drei-Schwestern-Schuppe, vgl. KOBEL, 1969) von einem Riffkomplex gesäumt, der wahrscheinlich im S miteinander verbunden war.

Dieser Beckenbereich wurde ab dem mittleren Ladin von der Abschnürung stark in Mitleidenschaft gezogen, lebensunfreundliche Bedingungen stellten sich ein (vgl. HIRSCH, 1966; KOBEL, 1969; KRANZ, 1973). In der Folge wird das Becken zwar langsam aufgefüllt (untere und mittlere Arlbergschichten), schließlich stellt sich sogar Flachwassersedimentation ein (obere Arlbergschichten), ohne daß aber ein Riffbereich zwischen dem Becken im Liegenden und dem hypersalinen Lagunenbereich im Hangenden vermittelt.

Die mittel- bis oberkarnischen Raibler Schichten bestehen, weitgehend ähnlich den entsprechenden Gesteinen des Drauzuges, aus einer Wechsellagerung von Schieferhorizonten (Tonschiefer, Mergel, Sandstein) und Karbonatfolgen (vgl. JERZ, 1965, 1966; HARSCH, 1970). Der Ablagerungsraum der Raibler Schichten kann nach JERZ und HARSCH in einzelne Bereiche untergliedert werden:

a) eine Nord- und Westfazies, die reichlich Sandsteinbänke aufweist und im höheren Teil evaporitisch ist. Beide Faktoren können auf größere Landnähe zurückgeführt werden.

b) eine küstenfernere Zentralfazies, die ihre größte Mächtigkeit im Bereich der ehemaligen Partnach-Becken erreicht, z. B. im Garmischer Raum. Hier besitzt der 1. Schieferhorizont eine um etwa 100 m größere Mächtigkeit als über Wettersteinkalk, dies weist (unter Berücksichtigung der Kompaktion) auf Wassertiefen der Partnachschichten am Ende ihrer Ablagerung von etwa 150 bis 200 m hin. Für den Beginn der Partnachsedimentation sind wahrscheinlich etwas größere Wassertiefen anzunehmen (BECHSTÄDT et al., im Druck b).

Die Zentralfazies enthält reichlich Onkoide ("Sphaerocodium"), daneben Austern und Echinodermen und zeigt somit günstigere Lebensbedingungen in einem etwas küstenferneren, offeneren Meeresbereich an.

c) die Südfazies, die auf Teile des südlichen Rhätikons beschränkt ist. Die Raibler Schichten erreichen hier nur geringe Mächtigkeiten.

Diese unterschiedlichen Mächtigkeiten, zusammen mit der Verteilung der Schwermineralien (JERZ, 1966; SCHULER, 1968, 1971; HARSCH, 1970), sprechen für eine Gliederung des Ablagerungsbereiches einerseits, unterschiedliche Liefergebiete andererseits. Das im N gelegene Liefergebiet war dem heutigen Verbreitungsgebiet der Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen wohl etwas näher als ein im S vermutetes, aber nicht ganz gesichertes Liefergebiet. Unter großen Vorbehalten geben JERZ und SCHULER Hinweise auf die ungefähre gesteinsmäßige Zusammensetzung des südlichen Abtragungsbereiches (verschiedene magmatische bzw. metamorphe Gesteine).

Die Hauptschüttungen von dem im N gelegenen Liefergebiet zeigen einen relativ einheitlichen Abtragungsraum an, bestehend aus granatreichen Metamorphiten im W; östlich der Kampenwand sind saure Eruptiva als Liefergebiet zu vermuten.

Über den Raibler Schichten folgt das ultra-back-reef (A. G. FISCHER, 1964) des norischen Hauptdolomites. Der Ablagerungsraum lag vielfach innerhalb des Gezeitenbereiches, über weite Profilabschnitte ist aber auch mit Wassertiefen von einigen Zehnermetern zu rechnen (vgl. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970; CZURDA & NICKLAS, 1970; SCHERREIKS, 1971). Insbesondere im mittleren Hauptdolomit treten bituminöse Lagen auf, die auf stärker stagnierende Bedingungen im Sedimentationsgebiet hinweisen. Nach CZURDA (1972) entstanden die bituminösen Gesteine teils im Flachwasser, teils in etwas tieferen Bereichen ("Kolkfazies" von z. B. Seefeld). Gegen N hin ist eine stärker terrigene Beeinflussung anzunehmen ("Bunter Keuper", vgl. u. a. TOLLMANN, 1976 a), ein Überblick findet sich bei SCHERREIKS.

Im Hangenden des Hauptdolomites stellt sich infolge etwas stärkerer Absenkung und in Zusammenhang mit einer etwas größeren terrigenen Beeinflussung die Fazies der Kössener Schichten ein (wahrscheinlich Obernor bis Rhät), die von den meisten Autoren als relativ flacher Beckenbereich interpretiert wird; die Ablagerungstiefen sollen nach URLICHS (1972) etwa 30 bis 50 m erreicht haben. Zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten schaltet sich vermittelnd der Plattenkalk ein.

Mit den Kössener Schichten verzahnt sich der Rhätolias-Riffkalk, der auf einzelnen Schwellen innerhalb des Faziesraumes der Kössener Schichten aufsitzt und sich vielfach etwas über die benachbarte Beckenentwicklung ausdehnt (vgl. FABRICIUS, 1966; WESTRUP, 1970; OTTE, 1972). Eine Karte der Riff-Becken-Verteilung, auf der Grundlage der gebundenen Tektonik, wird von FABRICIUS (1967) gegeben. Von einem im S anzunehmenden offeneren Meeresbereich (Zentralriffe nur im S!) greifen Beckenbereiche in die Riff-Areale hinein. Der Riffabschnitt läßt sich in Vorriff, Zentralriff usw. gliedern (vgl. OHLEN, 1959; FABRI-CIUS, 1962, 1966, 1967; WOLFF, 1967; ZANKL, 1971). Am Nordrand des Riffbereiches, am Übergang zu einem Nordbecken, tritt eine Oolith-Fazies auf. In die Sedimente des Nordbeckens sind, in Nachbarschaft zur Riff-Plattform, immer wieder Oolithe eingeschaltet, zurückzuführen auf Schüttungen.

# 4.3 Stellt der Drauzug die ehemalige Westfortsetzung der Nördlichen Kalkalpen dar?

Stellt man das Profil der Postvariscischen Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen (Abb. 2) neben das von Mostler (1972 c) gegebene Profil der permotriassischen Abfolge aus dem Raum Wörgl-Hochfilzen, so ergeben sich zahlreiche, bemerkenswerte Übereinstimmungen. Die Ähnlichkeit der Profile ist wesentlich größer als die zwischen Permoskyth-Profilen der östlichen und westlichen Nördlichen Kalkalpen. Speziell hervorzuheben sind die Äußerungen eines sauren Vulkanismus, die sich im Montafon sogar in Quarzporphyrlagen manifestieren (Mostler, 1972 d). Wichtig sind ferner Gipseinschaltungen im oberskythischen Sandstein des Tiroler Raumes.

Die etwa mit der Anisbasis einsetzende Abfolge des "Alpinen Muschelkalkes" stimmt in Drauzug und westlichen Nördlichen Kalkalpen zunächst weitgehend überein (Virgloriakalk bzw. Flaser-Wurstelkalk-Folge). Etwas abweichend ausgebildet ist die "Sonderentwicklung" der gipsführenden Tonschiefer und Dolomite des Dobratsch-Bereiches, die allerdings gewisse Anklänge an das skythische Haselgebirge im Gebiet von Reichenhall besitzt (SCHAUBERGER & ZANKL, 1976).

Die im westlichen Drauzug ausgebildeten Sandsteinvorkommen fehlen in den Nördlichen Kalkalpen (treten aber auch im östlichen Drauzug nicht auf). Dem Steinalmkalk der Nördlichen Kalkalpen entspricht als Flachwasserbildung das "Dolomitische Zwischenniveau" im Drauzug; die Plattformentwicklung der Nördlichen Kalkalpen zeigt jedoch wesentlich lebensfreundlichere Bedingungen an (div. Algen, Brachiopoden, Crinoiden). Auf Grund der hauptsächlich aus N ozw. NW erfolgten klastischen Schüttungen (vielfach mit Pflanzenhäcksel) des "Alpinen Muschelkalkes" des Drauzuges muß für diesen größere Landnähe postuliert werden als für den gleichalten Abschnitt der westlichen Kalkalpen. Diese Befunde sprechen gegen einen Anschluß des Drauzuges im S der westlichen Nördlichen Kalkalpen, lassen jedoch eine Anbindung des östlichen Drauzuges an die westlichsten Nördlichen Kalkalpen offen. Nach dieser Vorstellung würde der Drauzug die Westfortsetzung der Nördlichen Kalkalpen darstellen.

Die in den gesamten Nördlichen Kalkalpen auftretenden kieselknauerführenden Filamentkalke der Reiflinger Schichten (mit eingeschalteten Tuffen und Tuffiten) können mit bestimmten Sedimenttypen der "Buntkalke" der Dobratsch-Südseite verglichen werden. Deutlicher ist jedoch die Ahnlichkeit zwischen den Partnachschichten und Arlbergschichten der westlichen Nördlichen Kalkalpen einerseits, den Partnachschichten sowie "Fellbacher Kalken" des Drauzuges andererseits. Auffallend ist, daß echte Partnachschichten nur im E des Drauzuges auftreten, in den westlichen Kalkalpen aber auch aus den westlichsten Vorkommen bekannt sind. Dies ist mit ein Hinweis auf hier bestehende enge Verbindungen. Beidesmal leitet in weiten Bereichen eine Beckenfazies allmählich in eine Flachwasserfazies über, ohne daß ein Riff zwischengeschaltet wäre, beidesmal war die Zirkulation also bereichsweise schlecht. Im Drauzug zeigt die abgeschnürte Beckenentwicklung (z. T. mit Beckenevaporiten) im N sowie die nur gegen S vorstoßenden Riffe einen offeneren Meeresbereich im S und einen Festlands- bzw. Schwellenbereich im N an. Auch in den westlichen Nördlichen Kalkalpen wachsen die südlichen Riffe nach S hin vor, Hinweis auf einen vorgelagerten Beckenbereich mit besserer Durchlüftung. Dies ist der Grund, warum der abgeschnürte Nordbereich des Drauzuges zu dieser Zeit nicht im S der westlichen Kalkalpen angeschlossen werden kann. Daneben ist im Tiroler Raum, im Gegensatz zum Drauzug, jedoch auch nordgerichtetes Wachstum der Wetterstein-Atolle zu beobachten. Der Drauzug entspricht faziell etwa den Bereichen, die am Nordrand der Kalkalpen auftreten. Bei einer Anordnung des Drauzuges als Verlängerung der westlichen Kalkalpen bereitet die geschilderte paläogeographische Situation keine Schwierigkeiten.

Zur Zeit der Raibler Schichten sind nun aber Anzeichen für ein im S der westlichen Kalkalpen gelegenes Liefergebiet bekannt (vgl. Kap. 3.42). Lag also doch eine Schwellenzone zwischen Drauzug und westlichen Kalkalpen? Oder handelt es sich um einen Inselbereich, der südlich des östlichen Drauzuges und der westlichen Kalkalpen lag? Nach dieser Vorstellung müßten im östlichen Drauzug Hinweise auf ein südliches Liefergebiet, Schüttungen aus südlicher Richtung, zu erwarten sein. Genau dies wird von O. KRAUS (1969 : 17), der von einer anderen paläogeographischen Vorstellung ausgeht, angenommen. Bis jetzt haben wir also keinen Hinweis darauf erhalten, daß der Drauzug nicht die ehemalige Westfortsetzung der westlichen Nördlichen Kalkalpen darstellen kann.

Im östlichen Drauzug tritt weiters, anders als im Zentralteil der Nördlichen Kalkalpen, kein Dachsteinkalk auf. Bei einer Anordnung des Drauzuges im W der Nördlichen Kalkalpen läßt sich die durchlaufende Hauptdolomitentwicklung problemlos erklären.

Plattenkalk und Kössener Schichten des Drauzuges sprechen erneut für ein Liefergebiet im N bis NW des Drauzuges, während zur Kössener Zeit im S der Nördlichen Kalkalpen ebenfalls ein offener Meeresbereich anzunehmen ist: hier tritt eine Riffbarriere auf. Ähnlichkeiten der Kössener Schichten des Drauzuges und der westlichen Nördlichen Kalkalpen werden bei TOLLMANN (1975) erwähnt (vgl. Kap. 4.5). Wiederum wäre also ein Anschluß des Drauzuges allenfalls westlich der Nördlichen Kalkalpen denkbar.

Nach MARIOTTI (1972) vermittelt die jurassisch-kretazische Schichtfolge der Lienzer Dolomiten zwischen jener der Nördlichen Kalkalpen und jener der Südalpen. Diese Feststellung des Autors wird jedoch nicht weiter präzisiert. Von Bedeutung ist insbesondere, daß im Alb eine "Flyschabfolge" auftritt, die nach MARIOTTI von N her geschüttet wurde. Ähnliche Sedimente treten im W der Nördlichen Kalkalpen auf (vgl. ZACHER, 1966). OBERHAUSER (1963) wies auf fazielle Beziehungen zu den "Cenomanschiefern" der Nördlichen Kalkalpen hin. Dies scheint zunächst in einem gewissen Gegensatz zu dem oben diskutierten Modell zu stehen, demzufolge ja eher Gemeinsamkeiten zwischen westlichen Nördlichen Kalkalpen und östlichem Drauzug zu erwarten wären. Andererseits ist aber zu berücksichtigen, daß zur Kreidezeit die Position beider Bereiche möglicherweise nicht mehr die gleiche war, wie während der Trias.

Die vorgebrachten Argumente lassen eine Position des Drauzuges als westliche Verlängerung der Nördlichen Kalkalpen möglich erscheinen. Berücksichtigt man, daß das heutige Westende der Nördlichen Kalkalpen wohl einen Erosionsrand darstellt, so würde sich eine Verschiebung zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug in der ungefähren Größenordnung von 300 km ergeben. Im folgenden soll deshalb von einem "Transversalverschiebungsmodell" gesprochen werden. Hierauf wird im Kapitel 6 näher eingegangen.

#### 4.4 Waren Drauzug und Nördliche Kalkalpen durch eine Schwelle getrennt?

Folgt man dem "Schwellenmodell", so ist eine Schwellenzone im N der Nördlichen Kalkalpen anzunehmen (Pennin mit vorgelagertem Unterostalpin) sowie ein Abtragungsbereich im S der Nördlichen Kalkalpen. Weiter gegen S voranschreitend folgen Drauzug sowie Südalpen. Im E ist eine Meeresverbindung zwischen östlichen Kalkalpen und Drauzug denkbar. Die weitgehende Übereinstimmung in der stratigraphischen Abfolge wäre in diesem Fall allein durch die ähnliche paläogeographische Gesamtsituation der beiden hintereinanderliegenden Meeresbereiche (mit jeweils einem Festland im N) bedingt, eine Vorstellung, die bei der teilweise sehr weitreichenden Ähnlichkeit vieler Schichtglieder jedoch Schwierigkeiten bereitet. Die Paläogeographie der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges läßt sich mit dieser Vorstellung vereinbaren, jedoch nur dann, wenn eine ehemals große Breite des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen angenommen wird. Diese Breite wird benötigt, um bis in den äußersten W ausreichende Zirkulation für beispielsweise Riffwachstum zu erhalten. Folgt man dieser Annahme, dann müßte heute der Südteil dieses kalkalpinen Bereiches verschwunden sein.

Die erwähnte Schwellenzone könnte sein:

a) ein Kristallingebiet, eventuell mit einer gewissen Sedimenthülle, das nicht dem Mittelostalpin TOLLMANNS entspricht. TOLLMANN nimmt (1972, 1976 a) auf Grund der von Münchner Seite erarbeiteten Paläogeographie der Raibler Schichten eine nur zeitweise zwischen Kalkalpen und Drauzug vorhandene Schwelle an. Andererseits postuliert TOLLMANN (1975) auf Grund seiner Untersuchungen im Stangalm-Mesozoikum ein in diesem Bereich zwischen Nördlichen Kalkalpen ("Nord-Oberostalpin") und Drauzug ("Süd-Oberostalpin") gelegenes "Zentral-Oberostalpin", das insbesondere die Gurktaler Decke umfaßt. Auf Grund der paläogeographischen Situation des Drauzuges muß aber im N dieses Gebirges eine Schwellenzone nicht nur während der Raibler Zeit bestanden haben, sondern ist für die gesamte Trias anzunehmen. Da nach TOLLMANN (1963, usw.) im N des Drauzuges kein oberostalpines Kristallin vorhanden ist, müßte dieses vollständig entfernt sein, was wenig wahrscheinlich erscheint. Denkbar ist jedoch, daß einige der von TOLLMANN als "mittelostalpin" angesprochenen Gebiete richtiger dem 1975 neugeschaffenen "Zentral-Oberostalpin" anzugliedern sind.

b) das Mittelostalpin (sensu TOLLMANN), das eventuell noch durch weitere Kristallingebiete, z. B. die Gurktaler Decke, zu erweitern ist.

Zwischen beiden Vorstellungen besteht nur ein gradueller Unterschied, beidesmal wird mittelostalpines Kristallin als Bestandteil der im N des Drauzuges gelegenen Schwellenzone benötigt. Hiefür käme in erster Linie (ganz oder teilweise) das Kristallin südlich des Tauernfensters in Betracht. Wichtig hiefür ist die Feststellung LAHUSENS (1972) der weitgehenden Übereinstimmung des Paläozoikums von Goldeckgruppe (Drauzug) und Kreuzeckgruppe (nach TOLL-MANN Mittelostalpin). Darauf hinzuweisen ist, daß diese Position des Kristallins sowohl mit dem Schwellen- als auch dem Transversalverschiebungsmodell zu vereinbaren ist. Beide unterscheiden sich ja hauptsächlich in der Position der Nördlichen Kalkalpen zu den übrigen Einheiten, die hier ohne Belang ist.

TOLLMANN (1963) hatte das Kristallin südlich des Tauernfensters im N der Nördlichen Kalkalpen eingewurzelt. Hauptargument ist die Faziesverwandtschaft zwischen unter- und mittelostalpinen Serien. Dieser Verfahrensweise folgend soll untersucht werden, ob die Faziesausbildung der mittelostalpinen und der Gurktaler Permotrias mehr für das Schwellenmodell spricht, oder mehr für das Modell einer Transversalverschiebung.

### 4.5 Das mittel- und oberostalpine Permomesozoikum der Zentralalpen

Einige kleinere Reste von Permomesozoikum (Stalleralm, Gödnachgraben, Gnoppitztörl, Becken von Klagenfurt), sämtliche von TOLLMANN (1963) erwähnt, werden hier nicht besprochen, da sie zu wenig aussagekräftig sind; nicht behandelt wird ferner die problematische Abfolge der Stammerspitze, die nach TRÜMPY (u. a. 1975) am ehesten Unterostalpin darstellt. Auch auf die permischtriadische Sedimentabfolge auf dem Rücken der Silvretta-Decke (Übersichtsprofil bei GWINNER, 1971 : 34) wird hier nicht eingegangen, da eine Neubear-

6

beitung dieses Raumes durch das Zürcher Geologische Institut derzeit im Gange ist. Die Abfolge weist nach TRÜMPY (frdl. briefl. Mitt. 1978) zahlreiche Parallelen zu jener des Drauzuges auf.

### 4.51 Engadiner Dolomiten und Ortler

Die neuere Literatur über diesen Raum ist insbesondere in SCHMID (1973), Dösegger & Müller (1976) und BAUMANN (1976) aufgeführt. Für unsere Fragestellung ist das von Dösegger & Müller gegebene Profil von Interesse. Während der gesamten Trias ist eine Flachwasserfazies anzunehmen. Nach dem permischen, wahrscheinlich von S her gelieferten (TRÜMPY & DÖSEGGER, 1972) "Münstertaler Verrucano" folgen im Anis verschiedenfarbige Kalke und Kalkschiefer, Rauhwacken, Dolomite, seitlich vertreten durch dunkle Dolomite mit Rippelmarken, Laminationen, Wühlgefügen (Anklang an Virgloriakalk). Daneben kann noch ein heller, braunrostig anwitternder, oft stärker detritischer Dolomit große Teile des Anis vertreten. Der fossilreiche Dolomit enthält Brachiopoden, Crinoiden usw. Wichtig sind Sandlagen, die von verschiedenen Bearbeitern (vgl. 4.56) beschrieben werden. Die Abfolge wird von hellen bis dunklen, Diplopora annulata führenden Dolomiten des Ladins überlagert. Im Liegenden (wohl höheres Anis bis tieferes Ladin) treten blutrote Tuffe und Tuffite auf: dies stimmt recht gut mit dem oberanisischen bis ladinischen Alter des Vulkanismus in Nördlichen Kalkalpen und Drauzug überein. Ähnliche Tuffe in gleicher stratigraphischer Position werden auch aus dem Gebiet des Jaggl (vgl. 4.52) beschrieben. Die Tuff-Führung spricht nach TOLLMANNS eigenen Worten (1963:159) gegen die Zuordnung zum Mittelostalpin: nur für die im Karn auftretenden Tuffe gesteht TOLLMANN diesem Raum eine Sonderstellung zu. Gerade das karnische Alter von Tuffen und Tuffiten zeigt aber andererseits Beziehungen zu den Südalpen westlich der Etschbucht (vgl. Kap. 5.2), und kann als Hinweis darauf gewertet werden, daß das Gebiet der Engadiner Dolomiten nicht durch die Nördlichen Kalkalpen von den Südalpen getrennt war, wie es sich TOLLMANN vorstellt.

Wichtig ist, daß aus den Engadiner Dolomiten sowie aus dem übrigen mittelostalpinen (sensu TOLLMANN) Mesozoikum keine Beckensedimente zur Zeit des Oberanis bis Ladins bekannt sind (vgl. auch GEYSSANT, 1973). Betrachtet man die Faziesentwicklung im westlichen Drauzug (siehe Abb. 6), so erkennt man das deutliche Zurücktreten der Beckenfazies sowie das Aussetzen der Riffbildungen. Das Ladin wird insbesondere durch Diploporendolomite sowie bankige, sterile Dolomite vertreten, einen im Mittelostalpin verbreiteten Faziestyp.

Über klastisch-brecciösen, aber auch karbonatischen Sedimenten des mittleren und höheren Karns ("Raibler Schichten") folgen Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten sowie jurassische Gesteine, unter denen insbesondere die Allgäu-Schichten auffallen.

Die Engadiner Dolomiten und das Ortler-Gebiet könnten faziell als eine westliche (nordwestliche) Verlängerung des Drauzuges angesehen werden. Auf Ähnlichkeiten beider Abfolgen wies u. a. schon SCHLAGER (1963) hin. Die Unterschiede der Faziesfolge sind keinesfalls größer als beispielsweise innerhalb des Drauzuges zwischen Dobratsch und Lienzer Dolomiten. Diese Aussage läßt sich sowohl mit dem Schwellenmodell als auch mit dem Modell einer Transversalverschiebung vereinbaren (vgl. Kap. 6).

# 4.52 Gebiet des Jaggl und von Plawen

Im Hangenden des Plawen-Kristallins folgt (vgl. RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975, mit weiterer Literatur) der "Alpine Verrucano", abgelöst von einer klastisch-dolomitischen Serie, den sogenannten Wechselschichten. Diese können recht gut mit der Fuorn-Formation (Dösegger & Müller, 1976) der Engadiner Dolomiten verglichen werden. Darüber folgt eine ins Anis zu stellende Dolomit-Serie mit *Physoporella pauciforata*, sodann Arkose-Sandsteine (vgl. 4.56) und darüber ein crinoidenführender Dolomit mit Tuffniveaus. Die höheren Anteile der Abfolge werden von einer kalkig-schiefrigen Serie eingenommen, überlagert von ladinischen Diploporendolomiten (wiederum mit Tuffen), schließlich von einer ins Karn zu stellenden Rauhwacke. Die Abfolge entspricht weitgehend jener der benachbarten Engadiner Dolomiten.

Nach RICHTER & ZINKERNAGEL stellt die Postvariscische Transgressions-Serie ("Alpiner Verrucano") sowie die Fuorn-Formation ("Wechselschichten") in ihrem klastischen Anteil kein Aufarbeitungsprodukt des liegenden Kristallins dar, vielmehr ist eine Herkunft aus einem Porphyrgebiet anzunehmen (? Raum Lugano).

In diesem Zusammenhang sei darauf verwiesen, daß auch die Postvariscische Transgressions-Serie des Drauzuges sehr reich an porphyrischem Material ist. Dies ist auffallend, fehlt doch in den gleichalten Sedimenten der Karnischen Alpen Aufarbeitungsmaterial des Quarzporphyrs völlig (vgl. Kap. 5.2).

Im Jaggl-Gebiet enthält aber auch die "Dolomitsandsteinfolge" (Arkose-Sandsteine), die den *Pauciforata*-Dolomit überlagert, Porphyrmaterial. Dies zeigt wiederum starke Anklänge an die anisische, klastisch beeinflußte Abfolge der Lienzer Dolomiten bzw. der Gailtaler Alpen.

Ahnlichkeit besteht auch in der ladinokarnischen Abfolge, die im Gebiet des Jaggl und in den Lienzer Dolomiten insbesondere durch plattige bis bankige, relativ sterile Dolomite repräsentiert wird.

Ebenso wie schon der Ortler und die Engadiner Dolomiten kann auch das Gebiet des Jaggl und von Plawen als westliche bzw. westnordwestliche Fortsetzung der Lienzer Dolomiten aufgefaßt werden.

# 4.53 Das Brenner-Permomesozoikum

Innerhalb der Sedimentabfolge auf dem Ötztalkristallin lassen sich nach GEYS-SANT (1973) drei verschiedene Einheiten voneinander unterscheiden:

a) eine meist schwach metamorphe Serie, die aus "Alpinem Verrucano" (vielfach auf dem Otztaler Kristallin transgredierend), darüber, nach einer Rauhwackenzwischenlage, aus einer kalkig-dolomitischen, ins Anis gestellten Abfolge besteht. Im Hangenden folgt Wettersteindolomit, der nach SARNTHEIN (1965) örtlich als Riff-Fazies vorliegt (Pfriemeswand). Der Dolomit wird von einer tonig-sandigen Fazies ("Raibler Schichten") sowie dem mächtigen

6\*

83

Hauptdolomit abgelöst. Schließlich folgt eine metamorphe, aus Phylliten und Marmoren bestehende Serie, die in den Jura gestellt wird.

b) eine nur in Schuppen vorhandene, n i c h t m e t a m o r p h e S e r i e, die am besten im Profil nördlich der Pfriemeswand erschlossen ist. Sie besteht aus einer kalkig-mergeligen Abfolge von "Alpinem Muschelkalk" und aus mergeligkalkigen Gesteinen, die mit den Partnachschichten verglichen werden und eine unterkarnische Ammonitenfauna geliefert haben (vgl. hiezu die Anmerkungen bei OTT, 1972 a). Nach GEYSSANT besteht zwischen den Partnachschichten und dem überlagernden Wettersteinkalk ein tektonischer Kontakt, die Abfolge würde also eine "Scheinserie" darstellen. Eine tektonische Fläche wird auch an die Basis der Abfolge gelegt. Diese wird von GEYSSANT als überschobenes Oberostalpin gedeutet. Eine "Einwicklung" (TOLLMANN, 1975) liegt jedoch nicht vor, die Serie ist nicht invers. Die unter a genannte Abfolge, die mit dem Kristallin vielfach in normalem stratigraphischen Verband steht, wird als Mittelostalpin (GEYSSANT, TOLLMANN) angesprochen.

c) eine ebenfalls un metamorphe Abfolge, die nach TOLLMANN (1963), GEYSSANT (1972), TURINSKY (1976) u. a. ebenfalls oberostalpin ist. Diese "Blaser-Decke" nimmt die hangenden Bereiche des Brenner-Mesozoikums ein. Die Abfolge besteht aus Hauptdolomit, Kössener Schichten, Rhätoliaskalk und bunten, ammonitenreichen liassischen Kalken, die im Hangenden abgelöst werden durch rote Mergel. Das von TURINSKY kürzlich näher beschriebene Profil der Kesselspitze läßt sich aber nicht nur, wie TURINSKY und seine Vorgänger es versuchten, mit der obertriadisch-liassischen Sedimentabfolge der Nördlichen Kalkalpen vergleichen, mindestens ebenso berechtigt ist ein Vergleich mit der von MARIOTTI (1972) kürzlich neu beschriebenen Abfolge der Lienzer Dolomiten.

SARNTHEIN (1967) versuchte auf der Basis relativer Autochthonie eine Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck. Da am Südrand der Kalkalpen (vgl. auch BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976) ein Partnachbecken anzunehmen ist, im N gesäumt von einem Riffkomplex, ist auch im S dieses Beckens ein Riffbereich zu vermuten. Nach SARNTHEIN handelt es sich hiebei um das Riff der Kalkkögel, das an der Pfriemeswand über die vorgelagerte mergelige Beckenentwicklung hinwegwächst. SARNTHEIN denkt hier also, im Gegensatz zu GEYS-SANT, an eine im wesentlichen ungestörte Abfolge. Andererseits könnte der nach GEYSSANT u. v. a. evidente Nordschub der Otztal-Einheit eine Überschiebung der ursprünglich wenig weiter im N gelegenen Partnachschichten bewirkt haben.

Die Blaser-Decke läßt sich mit beiden Vorstellungen, dem Schwellenmodell wie auch dem Transversalverschiebungsmodell, vereinbaren. Die Metamorphose der (sensu TOLLMANN) mittelostalpinen Anteile des Brenner-Mesozoikums spricht nicht gegen das Schwellenmodell, die anzunehmende Überlagerung muß nicht auf eine gleichmäßige Überfahrung durch die Nördlichen Kalkalpen (im Sinne TOLLMANNS) hinweisen. Der gegen S ansteigende Metamorphosegrad spricht eher für eine ungleichmäßige Überdeckung (? Blaser-Einheit etc.) bzw. einen im S erhöhten Wärmefluß (Schneeberger Kristallisation, vgl. MILLER et al., 1967).

Der riffoide Charakter des Wettersteinkalkes der Pfriemeswand kann mit dem Schwellenmodell etwas leichter erklärt werden als mit dem Transversalverschiebungsmodell. Beim Schwellenmodell ist eine Partnach-Beckenfazies im N anzunehmen, beim Verschiebungsmodell ist evtl. an ein "patch reef" innerhalb einer lagunären Abfolge zu denken.

# 4.54 Die Permotrias von Mauls und Stilfes

Die letzte Bearbeitung dieser gering metamorphen Abfolge stammt von SCHINDLMAYR (1968). Auf dem Altkristallin liegt die Postvariscische Transgressions-Serie, die exakte Transgressionsfläche ist jedoch nicht aufgeschlossen. Man kann eine tiefere, karbonatarme und eine höhere, karbonatreiche Abfolge unterscheiden. Darüber legen sich Bänderkalke, dunkle Kalke (z. T. mit Ostracoden), schließlich eine Tonschiefer-Dolomit-Abfolge. Im Hangenden folgen bitumenreiche Dolomite, darüber eine Rauhwacke, schließlich ladinische Dolomite, anfangs vielfach feinlaminiert und oft hornsteinreich. Das ladinische Alter ist durch die in höheren Abschnitten oft reichlich auftretende *Diplopora annulata* belegt; daneben sind an einer Stelle auch stockförmige Korallen gefunden worden.

Die "Raibler Schichten" bestehen aus Dolomiten, Rauhwacken und Tonschiefern.

Nach SCHINDLMAYR läßt sich die Abfolge am ehesten mit jener der Engadiner Dolomiten vergleichen, daneben bestehen aber auch Beziehungen zur Kalksteiner Permotrias.

# 4.55 Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach

TOLLMANN (1963), SCHINDLMAYR (1968) und GUHL (1974) beschreiben die schwach metamorphe Abfolge von Kalkstein, die von der Postvariscischen Transgressions-Serie eingeleitet wird, mit tektonischem Kontakt zur Unterlage. Die oft reichlich Quarzporphyrgerölle führende Basalabfolge wird von bunten Kalken, Bänderkalken und Kalkschiefern überlagert. Darüber folgen oft 100 m mächtige rauhwackige Dolomite, die Einschaltungen dunkelgrauer, plattiger Dolomite aufweisen. Aus bitumenreichen, grauen bis bräunlichen Dolomitlagen beschreibt TOLLMANN "Physoporellen", während GUHL *Diplopora annulatissima* von hier anführt.

Die Abfolge kann faziell recht gut mit der von Stilfes-Mauls verglichen werden, beide sind nach TOLLMANN mittelostalpin. Kalkstein wie auch Stilfes-Mauls lassen sich andererseits aber auch als Bindeglied zwischen Lienzer und Engadiner Dolomiten auffassen.

Bei Winnebach tritt ein unmetamorpher Span von Hauptdolomit, Rhätkalk und Lias auf, der nach TOLLMANN (1963) und anderen Autoren als westliche Verlängerung des Drauzuges aufzufassen ist, also ins Oberostalpin gestellt wird.

#### 4.56 Das Stangalm-Permomesozoikum

Von zahlreichen Autoren (u. a. CLAR, 1965) wurde wiederholt auf die teilweise Übereinstimmung der Abfolge der Stangalm mit jener der Nördlichen Kalkalpen hingewiesen. Hierzu im Gegensatz stand die Ansicht TOLLMANNS (ab 1958) vom "mittelostalpinen" Charakter der Gesamtabfolge. In einer kürzlich erschienenen Arbeit (1975, hierin weitere Literatur) gliedert TOLLMANN das Stangalm-Mesozoikum jedoch in zwei tektonische Einheiten, eine tiefere (Melitzen-Scholle), die mittelostalpin sein soll, eine höhere (Pfannock-Schuppe), die oberostalpinen Charakter tragen soll.

Die schwach metamorphe Melitzen-Scholle besteht, über basalem Kristallin, aus permoskythischem Quarzit, Anisbasisschiefern und Rauhwacken, im Hangenden abgelöst von dunklem Dolomit (? Anis) sowie hellerem Dolomit (? Ladin).

Die Pfannock-Schuppe setzt sich zusammen aus einer basalen Breccienlage, darüber "Werfener" Schiefern, crinoidenreichen Dolomiten mit zwischengeschalteten Sandlagen, teilweise durchwühltem Dolomit ("Wursteldolomit"), Silex-führenden Karbonaten (Reiflinger Kalk-ähnlich nach TOLLMANN), Wettersteindolomit mit verschiedenen Kalkalgen, karnischen Tonschiefern, Hauptdolomit, Plattenkalk und fossilreichen Kössener Schichten.

Insbesondere wegen der Sandstein-Horizonte im Anis, wechsellagernd mit crinoidenführenden Dolomiten, ist nach TOLLMANN (1975:36) ein Vergleich dieser Serie "einzig und allein mit jener des Drauzuges" möglich. Dementsprechend läßt TOLLMANN die Pfannock-Schuppe zunächst die (oberostalpine) Gurktaler Decke (mit ihrer Triasauflagerung) überfahren, um dann von einem Teil der Gurktaler Masse eingeholt und eingewickelt zu werden.

TOLLMANN vergißt hiebei, daß auch aus der nach ihm mittelostalpinen Jaggl-Permotrias weitgehend analoge anisische Sandsteinlagen bekannt sind (Arkose-Sandstein zwischen unterlagerndem *Pauciforata*-Dolomit und überlagerndem Trochiten-Dolomit, vgl. RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975). Sandsteinhorizonte enthaltende anisische Gesteine werden auch von Dösegger & Müller (1976), KARAGOUNIS (1962 : 391) u. a. aus den Engadiner Dolomiten gemeldet. Wären tatsächlich, wie TOLLMANN (1975) glaubt, sandreiche anisische Sedimente ein Kriterium für "Süd-Oberostalpin" (oder Südalpin), dann müßten auch die Jaggl-Permotrias und die Engadiner Dolomiten als oberostalpin (bzw. sogar süd-oberostalpin) angesehen werden!

Klastische Anissedimente geben aber lediglich eine Aussage über die Nähe eines Liefergebietes, zur genaueren Festlegung der ehemaligen Position bedarf es noch zusätzlicher Information. Die Klastite lassen eine Entscheidung bezüglich einer Einwurzelung im N der Nördlichen Kalkalpen oder im N des Drauzuges nicht zu, wenn auch letzteres etwas wahrscheinlicher ist. Demnach kann hier auch nicht zugunsten von entweder Transversalverschiebungsmodell oder Schwellenmodell entschieden werden. Die schon erwähnten Beziehungen (TOLLMANN, 1975) zwischen den rhätischen Sedimenten des Radstädter Unterostalpins sowie den zeitgleichen Ablagerungen im Stangalm-Gebiet, im Drauzug und in den westlichen Nördlichen Kalkalpen sprechen hiebei aber eher für das Transversalverschiebungsmodell, laut dem ja Drauzug und westliche Nördliche Kalkalpen nahe benachbart waren.

# 4.57 Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul

Nähere Angaben über diese, auf dem Rücken der oberostalpinen Gurktaler Decke gelegene und nicht metamorphe Abfolge finden sich bei THIEDIG et al. (1975), WASCHER (1969), RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER (1972) (mit weiterer Literatur).

Die Postvariscische Transgressions-Serie setzt örtlich (?) im Oberkarbon ein, sicher aber mit dem Rotliegenden (vgl. VAN AMEROM, BOERSMA & RIEHL-HER-WIRSCH, 1976, mit weiterer Literatur). Der Untergrund wird von der paläozoischen Magdalensberg-Serie gebildet. Die Transgressionsabfolge besteht aus Tonschiefern, Fanglomeraten, Silt- und Sandsteinen, eingeschaltet sind Tufflagen. Der darüberfolgende Permoskyth-Sandstein wird insbesondere von Quarzsandsteinen, zum Teil schräggeschichtet, daneben auch von Konglomeraten aufgebaut. Die Werfener Schichten enthalten eine oberskythische Fauna mit Ammoniten (CHAIR & THIEDIG, 1973). Im Hangenden der Werfener Schichten folgen, nach einem zwischengeschalteten Rauhwackenhorizont, Dolomite, zum Teil brekziös. Diese Ausbildung des "Alpinen Muschelkalkes" kann eventuell mit der von CERNY (1977) aus Teilen der Karawanken beschriebenen dolomitreichen Anis-Abfolge verglichen werden.

In das Cordevol wird ein Riffkomplex gestellt, der in den westlichen St. Pauler Bergen auftritt. In der Krappfeldtrias besteht das Ladin/Unterkarn ebenfalls aus einem massigen Dolomit. Im E der St. Pauler Berge tritt hingegen ein feinschichtiger, hornsteinführender Dolomit auf, abgelöst von einem geringmächtigen knolligen Kalk. Eingeschaltet sind Tufflagen (Trachyandesite). Hangend folgen mächtige Hornsteinplattenkalke, z. T. crinoidenführend, örtlich mit Daonellen.

Die Raibler Schichten fehlen jedoch, vielmehr treten "Halobienschiefer" auf (schwarze Tonschiefer), z. T. auch dunkle Kalke, im Hangenden abgelöst von einem hellen, geschichteten, bis 150 m mächtigen Kalk, der lateral in einen lagunären Bereich übergeht. Örtlich treten Oolith-Horizonte auf. Der darüberfolgende Hauptdolomit wird zum Teil transgressiv von Gosau überlagert.

Die von TOLLMANN (1963) und vor ihm schon von BECK-MANAGETTA (1953) unterstrichene Verwandtschaft mit dem Südrand der im N gegenüberliegenden Kalkalpen beruht vor allem auf der ähnlichen Entwicklung des mittleren und höheren Karn. Weitere Hinweise auf die Verbindungen mit den Nördlichen Kalkalpen geben die hornsteinreichen Abfolgen des Ladins und tieferen Karns, eventuell ist hier aber auch ein Vergleich mit den "Fellbacher Kalken" des Drauzuges möglich. Unterschiede zum gegenüberliegenden Südrand der Kalkalpen bestehen im Nor: im Norden tritt Dachsteinkalk auf, im Süden Hauptdolomit.

Die wahrscheinlichste ehemalige Position von Drauzug, Nördlichen Kalkalpen sowie der anderen erwähnten Gebiete zueinander soll im Kapitel 6, nach Besprechung der Beziehungen des Drauzuges zu den Südalpen, behandelt werden. Wir erkennen jedoch schon jetzt, daß die unter 4.3 genannten Hinweise auf eine ehemalige Position des Drauzuges im W der Nördlichen Kalkalpen nicht entkräftet werden konnten. Wir erkennen weiters, daß die Sedimente von Engadiner Dolomiten und Ortler, vom Jaggl, von Stilfes-Mauls wie auch Kalkstein Beziehungen zur Permotrias der Lienzer Dolomiten aufweisen. Daß diese Gebiete andererseits kaum Verbindungen mit den westlichen Nördlichen Kalkalpen besitzen, kann als weiteres Argument für das Transversalverschiebungsmodell gewertet werden. Das Permomesozoikum auf dem Rücken des Ötztalkristallins gibt keinen eindeutigen Hinweis, Beziehungen zu den Nördlichen Kalkalpen sind jedoch innerhalb des "mittelostalpinen" Anteils kaum zu erkennen (GEYSSANT, 1973). Das Stangalm-Permomesozoikum kann mit dem Transversalverschiebungsmodell besser erklärt werden. Für die Gurktaler Decke wird eine Position im S der Nördlichen Kalkalpen, jedoch auch in einer gewissen Nachbarschaft zum Drauzug, wahrscheinlich.

# 5. Beziehungen des Drauzuges zum Südalpin

# 5.1 Problemstellung

Der Drauzug wird im S vom Periadriatischen Lineament begrenzt. Die Unterschiede der faziellen Ausbildung von oberostalpinem Drauzug und benachbartem Südalpin werden schon seit den Anfängen der stratigraphischen Forschung betont. Erst in neuerer Zeit mehren sich die Stimmen, die für Beziehungen des Drauzuges sowohl zum Oberostalpin als auch zum Südalpin plädieren (vgl. Kap. 1).

Dementsprechend sind die Ansichten über die Bedeutung der Periadriatischen Naht geteilt (vgl. BöGEL, 1975): einige Autoren sehen hier eine Plattengrenze (z. B. DEWEY & BIRD, 1970; LAUBSCHER, 1970, 1971 a), andere betonen die Bedeutung der Periadriatischen Linie im Paläozoikum (u. a. H. W. FlüGEL, 1975), messen ihr in jüngerer Zeit aber eine eher geringe Rolle zu. Bestimmte Autoren plädieren für Lateralverschiebungen unterschiedlicher Größenordnung (u. a. KRAUS, 1936; DE JONG, 1967; LAUBSCHER, 1971 a, b; BRANDNER, 1972; NIEDER-MAYR, 1975, TOLLMANN, 1977), wobei von der Mehrzahl eine dextrale Verschiebung angenommen wird.

Sicher ist, daß die Periadriatische Naht alpidisch-metamorphe Gebiete der Ostund Westalpen von den nicht alpidisch-metamorphen Gebieten der Südalpen trennt (vgl. BöGEL), gerade im Drauzug, wo keine alpidische Metamorphose nachweisbar ist, ist dieses Kriterium aber ohne Bedeutung.

#### 5.2 Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der südalpinen Permotrias

Im Folgenden können nur Hinweise auf die paläogeographische Entwicklung der südalpinen Permotrias gegeben werden, für eine echte paläogeographische Synthese, die auch Teile der Dinariden mit einbeziehen muß, ist der derzeitige Kenntnisstand noch unbefriedigend. Insbesondere der slowenische Anteil des Südalpins ist ungleich schlechter bekannt als große Teile des italienischen Südalpins, obgleich auch hier der Kenntnisstand sehr ungleichmäßig ist. Von Bedeutung ist aber, daß über den italienischen Abschnitt des Südalpins neuere stratigraphische Tabellen vorliegen (in erster Linie PISA, 1974; auch BECHSTÄDT et al., im Druck a, b) die wegen ihrer Gliederung in einzelne Faziesbereiche eine paläogeographische Übersicht erleichtern.

Die variscische Entwicklung des Südalpins (die Sedimentation setzt in den Karawanken und Karnischen Alpen schon im Ordoviz ein) ist bei H. W. FLÜGEL (1975, 1976) übersichtlich dargestellt. Über einer durch die asturische Phase hervorgerufenen Erosionsfläche transgredieren die klastischen, strandnahen Ablagerungen des Oberkarbons und Unterperms. In den Karnischen Alpen kappt die karbone Abtragungsfläche nur höhere Einheiten des variscischen Baues, gegen W fortschreitend dauert die Abtragung zunehmend länger; nach H. W. FLÜGEL (1975) überlagern die mittelpermischen Grödener Schichten im W den gleichen Gebirgssockel, der im E die Unterlage des Karnischen Paläozoikums darstellt. Nach H. W. FLÜGEL schneidet darüber hinaus die Erosionsfläche gegen W zunehmend höhermetamorphe Stockwerke an.

Den unterpermischen Rattendorfer Schichten der Karnischen Alpen (flach marin, molasseähnlich) steht im W ein etwa altersgleicher, ausgedehnter Quarzporphyrvulkanismus gegenüber, der wahrscheinlich ungefähr bis zur Trogkofel-Stufe anhält. Auffallend und bisher nicht geklärt ist, warum von diesen terrestrischen Vulkaniten kein Material (weder Aufarbeitungsmaterial noch Tuffe) in die marinen Ablagerungen des Karnischen Raumes gelangt. H. W. Flügel (1975) nimmt deshalb einen Senkungsbereich im Gebiet des Quarzporphyrvulkanismus an, so daß das geförderte Material im wesentlichen auf diesen Raum beschränkt blieb (vgl. auch Kap. 5.3 und 6).

Die Rattendorfer Schichten werden durch die Sedimente der Trogkofel-Stufe überlagert, die von Buggisch et al. (1976) teils als Schelfrand, teils als Schelfrand-Plattform interpretiert werden. Die Faziesverteilung legt die Annahme eines im N amputierten Schelfareales nahe.

Anschließend erfolgt eine erneute Erosion älterer Schichtfolgen, die nach BUG-GISCH et al. teilweise durch eine starke synsedimentäre Bruchtektonik erleichtert wurde. BUGGISCH (1978) deutet die über den klastischen Basalbildungen folgenden mittelpermischen Grödener Schichten als teils kontinental, teils marin, wobei z. B. im Blätterbach-Profil bei Radein etwa in der Profilmitte der Umschwung erfolgt. Das Meer transgredierte also im Laufe des mittleren Perms von den Karnischen Alpen gegen W hin, bis etwa in den Bereich der Etschbucht. Der Raum westlich der Etschbucht weist zu dieser Zeit noch kontinentale Fazies auf. Festländischer Einfluß ist nach BUGGISCH et al. zu dieser Zeit aber auch weit im E feststellbar, in den östlichen Süd-Karawanken. Die Transgression muß also von SE her erfolgt sein.

Ein ähnlicher paläogeographischer Trend zeigt sich auch im Oberperm, zur Zeit der darüber folgenden Bellerophonschichten. Nach ACCORDI (1959) kann im Südtirol-Trentiner Bereich zwischen einer lagunär-neritischen Fazies im NE und einer randlich-lagunären Fazies im SW unterschieden werden. Nach BUGGISCH et al. vermitteln die Bellerophon-Schichten der Karnischen Alpen zu den vollmarinen Zazar-Schichten der Savefalten und zu den Dolomiten und Kalken des Velebit. Unklar ist, ob im Gebiet westlich der Etschbucht der "Verrucano lombardo" bis in das höhere Perm emporreicht, also ein teilweises Äquivalent der Bellerophonschichten darstellt. Assereto et al. (1973) vermuten hier einen längerandauernden Sedimentationsstillstand.

Ab der Perm/Trias-Wende greift die Transgression schrittweise weiter gegen W vor (BERNOULLI, 1964: ASSERETO et al.). Der westlich der Etschbucht auftretende Servino entstand teilweise in einem Gezeitenbereich. Im E ist mit den Werfener Schichten eine zumeist vollmarine Entwicklung vorhanden, besonders deutlich im oberen Skyth: hier stehen ammonitenführende karbonatische Gesteine des Ostens (östlich der Dolomiten) Rauhwacken und Gipsen des Bereiches westlich der Etsch gegenüber. Diese evaporitischen Sedimente gehen einer darauffolgenden unteranisischen Ausbreitung karbonatischer Flachwasserplattformen voraus. Diese diploporenreichen anisischen Gesteine stellen keine Riffe im ökologischen Sinne dar, da keine aktiven Gerüstbildner vorhanden sind. Örtlich, z. B. im Südtiroler Raum, können auch Auftauchbereiche festgestellt werden, z. T. von echten Riffkörpern gesäumt (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970). Verlandungen existierten bis ins höhere Anis, wegen auftretender Chirotherienfährten (BRAND-NER, 1973) müssen ausgedehntere Landflächen angenommen werden, die benachbarte Becken mit klastischem Material versorgten (z. B. Pragser und Olanger Dolomiten, Gebiet von Dont, Gebiet von Recoaro, etc.). Die Abtragung reicht bis zu den Bellerophonschichten hinab. Fraglich ist, ob die ladinische bis unterkarnische Emersion weiter Bereiche Kroatiens (HERAK, 1974) schon im Anis einsetzt. In Slowenien hingegen kommen zu dieser Zeit insbesondere Dolomite vor (RAMOVS, 1974). Im Südstamm der Karawanken (BAUER, 1970, sowie Beobachtungen anläßlich einer Exkursion mit BAUER, 1977) treten sowohl red beds, z. T. mit Konglomeraten, als auch Verkarstungen kleiner Riffkörper auf (? Oberanis). Die karbonatischen Flachwasserplattformen breiten sich im Oberanis stark aus, insbesondere die Auftauchbereiche werden zumeist von Karbonaten überlagert.

Gegen Ende des Anis und am Beginn des Ladins kann jedoch eine erneute Faziesdifferenzierung beobachtet werden. Zeitgleich mit Absenkungen weiter Bereiche in größere Wassertiefen (BOSELLINI & ROSSI, 1974, nehmen z. T. 1000 m an) setzt vulkanische Aktivität ein. FERRARA & INNOCENTI (1974) sehen die Vulkanite als Abkömmlinge eines alkalibasaltischen Magmas an.

Wohl als Folge der Beckenbildungen (verbesserte Wasserzirkulation) entwickeln sich Riffe bzw. riffähnliche Bauten (BOSELLINI & ROSSI). Die Beckenbereiche greifen in die Plattformareale hinein, z. B. im Bereich der zentralen Dolomiten oder in der Lombardei. BOSELLINI & ROSSI vergleichen die Situation mit jener der heutigen Bahamas.

Ähnliche Verhältnisse sind auch für Slowenien anzunehmen, auch hier sind Flachwasser- und Beckensedimente bekannt (RAMOVS, 1974; PREMRU, 1974; u. a.).

Im Laufe des Ladins, besonders aber im Unterkarn (Cordevol), treten die Beckensedimente zugunsten von Flachwasserplattformen zurück. Wie schon im höheren Anis wird die fazielle Aufsplitterung also durch eine karbonatische Flachwasserfazies weitgehend beendet. Die fazielle Entwicklung entspricht damit in ihren Grundzügen der des Oberostalpins. In der Folge verkarsten die Plattformen zumeist (vgl. CROS & LAGNY, 1969; LAGNY, 1974; BOSELLINI & ROSSI, 1974; EPTING et al., 1976; ASSERETO et al., 1976). Die noch bestehenden Beckenbereiche weerden großenteils mit klastischem Material aufgefüllt. In Slowenien wird diese Trockenlegungsperiode sogar durch Bauxitbildungen repräsentiert. Gleichzeitig blieben hier aber Teile der Beckenareale erhalten, dunkle plattige Kalke mit Trachyceraten sind bekannt (vgl. hiezu RAMOVS, 1973, 1974; PREMRU, 1974). In Kroatien ist infolge dieser Trokkenlegungen eine Erosion bis auf Untertriassedimente, vielfach sogar bis auf paläozoische Ablagerungen hinab, zu beobachten (HERAK, 1974).

Auch in den zentralen Südalpen fehlen zum Teil karnische Sedimente bzw. sind äußerst geringmächtig (z. B. Raum Recoaro-Trient, nach DE BOER, 1963; EPTING et al., 1976; BARBIERI et al., 1977 und eigenen Beobachtungen). Zumeist setzt im mittleren bis höheren Karn jedoch eine erneute Faziesheteropie ein: über die zum Teil verkarstete Unterlage legen sich klastische, aber auch karbonatische Sedimente, in den zentralen Südalpen nach HOFMANN (1972) vielfach Aufarbeitungsmaterial ladinischer Vulkanite. Andernorts, insbesondere westlich der Etschbucht, aber auch in Slowenien, setzt sich jedoch der Vulkanismus fort.

Im Gebiet östlich Auronzo treten im mittleren bis höheren Karn aber auch dunkle, bitumenreiche Kalke auf (z. B. im Bereich Raibl), aus Slowenien sind ebenfalls dunkle, conodontenreiche Gesteine bekannt. Dies weist auf eine im E vielfach größere Wassertiefe hin. Noch weiter im E (Steiner Alpen) wurden jedoch zu dieser Zeit Flachwasserkarbonate abgelagert.

Diese schon seit zumindest dem Perm gegebene paläogeographische Gliederung in einen dem offenen Meer näheren Ostbereich, und einen weiter entfernt liegenden Bereich im W, kann auch im Nor/Rhät beobachtet werden. Im W tritt insbesondere Hauptdolomit auf, während sich gegen E fortschreitend, zunächst nur im hangenden Abschnitt, bald große Bereiche des Nor/Rhäts einnehmend, Dachsteinkalk durchsetzt. In Slowenien kommen sowohl Lagunenfazies (Loferite z. B. in den Südkarawanken) als auch Riff-Fazies vor. Besonders wichtig sind jedoch Einschaltungen von Hallstätter Kalken in den Julischen Alpen (RAMOVS, 1973, 1974). Auf den Dachsteinkalk legt sich in den Karawanken vielfach rhätischer Riffkalk (E. Flügel & RAMOVS, 1961).

BOSELLINI (1965) wies auf eine Gliederung des italienischen Südalpenraumes in etwa N-S streichende "Plattformen" und "Becken" hin. Die Bezeichnung "Plattform" bzw. "Becken" ist jedoch ungünstig, da es sich dabei um keine paläogeographischen Strukturen handelt (was in der Literatur immer wieder übersehen wird!), sondern um Bereiche unterschiedlicher Absenkung, abgelesen insbesondere aus der unterschiedlichen Mächtigkeit der Flachwassersedimente des Hauptdolomites. Die paläogeographische Gliederung in riffoide Plattformen und in Becken, die von karbonatischem, klastischem und vulkanischem Material erfüllt werden, greift über diese Strukturen hinweg und folgt NW-SE und NE-SW Richtungen. Die Ursache für diese Diskrepanz ist nicht bekannt. Festzuhalten ist jedoch, daß im südlichen Teil Sloweniens, in den Savefalten, nach PREMRU (1974) E-W gerichtete Strukturen auftreten, wie sie auch aus dem Oberostalpin bekannt wurden (BECHSTÄDT et al., im Druck a, b; u. a.). Vergleicht man die paläogeographische Entwicklung der Permotrias des Drauzuges mit der eben gegebenen Übersicht über das Südalpin, so erscheinen 2 Modelle denkbar, um die bestehenden Faziesbeziehungen zu erklären:

a) rechtshändige Lateralverschiebung entlang der Periadriatischen Naht in einer Größenordnung von etwa 100 km.

b) Überschiebung der Südalpen über einen ehemals im N anschließenden Bereich. Die Nordfront des überschiebenden Südalpins liegt im Bereich der heutigen Periadriatischen Naht, ein Geländestreifen unbekannter Breite ging verloren.

#### 5.3 Lateralverschiebung oder Überschiebung des Südalpins?

Von besonderer Bedeutung für die Rekonstruktion der Lagebeziehungen ist, daß südlich des Drauzuges, in den Karnischen Alpen, eine abweichende Faziesausbildung der Permotrias gegeben ist. Dies, wie auch Übereinstimmungen bestimmter Schichtglieder mit Faziesentwicklungen die im westlichen Südalpin auftreten, war einer der Anlässe, Seitenverschiebungen an der Periadriatischen Naht zu postulieren, eine Idee, die sich schon bei E. KRAUS (1936) findet. Insbesondere in jüngerer Zeit wurde diese Idee, der seinerzeit von zahlreichen Autoren widersprochen worden war, neu diskutiert, z. B. durch DE JONG (1967), dessen Befürwortung einer Seitenverschiebung sich allerdings auf inzwischen überholte paläomagnetische Daten stützt. Wie verhalten sich nun die erwähnten Faziesübereinstimmungen? Im Drauzug setzt die Transgression der postvariscischen Serie über einem kristallinen Grundgebirge im tiefsten Perm ein. Erst im Bereich der zentralen Südalpen (Dolomiten, Etschbucht) ist der Zeitpunkt der Transgression der gleiche, auch der kristalline Untergrund entspricht sich in etwa. Weiters tritt im westlichen Drauzug ein, wenn auch geringmächtiger, Quarzporphyrvulkanismus auf, der in den Südalpen erst aus dem Bozener bzw. Luganeser Bereich bekannt ist. Dies sind die Hauptgründe für die Verschiebungshypothese NIEDER-MAYRS (1975), der überdies den mitteltriassischen Vulkanismus von Dobratsch und Südtiroler Dolomiten miteinander vergleicht. Ähnliche Argumente führt BRANDNER (1972) auf, der zahlreiche Übereinstimmungen zwischen Profilen aus Lienzer und Olanger Dolomiten feststellte (heute etwa 40 km voneinander entfernt). Auch TOLLMANN (1977) spricht sich in neuester Zeit für eine Lateralverschiebung an der Periadriatischen Naht aus. Umfangreiche tektonische Untersuchungen nördlich und südlich der Periadriatischen Naht in Kärnten (SIEWERT, 1978) zeigten jedoch, daß zumindest seit der Oberkreide Lateralbewegungen an der Periadriatischen Naht unwahrscheinlich sind. Seit der Oberkreide tritt Kompression auf, die unterschiedliche Achsenrichtungen hervorruft.

Von Bedeutung ist jedoch, daß neben Ahnlichkeiten in der Profilabfolge auch zahlreiche Unterschiede auftreten. Die Wettersteindolomitentwicklung des höheren Ladins bis Unterkarns, weiters die Ausbildung der Raibler Schichten der Lienzer Dolomiten, entspricht keineswegs der Faziesentwicklung gleichalter Sedimente in Dolomiten bzw. Etschbucht. Schon die Ausbildung der Werfener Schichten ist unterschiedlich. Weiters ist bei der Vorstellung einer Lateralverschiebung mit einer Größenordnung von etwa 100 km zu berücksichtigen, daß dann östliche Teile des Drauzuges (Karawanken) in Nachbarschaft zu den Karnischen Alpen geraten. Deren Fazies entspricht sich jedoch nicht besser als jene der Faziesräume, die einander heute gegenüberliegen. Eine Verschiebung an der Periadriatischen Naht stellt also keinen wesentlichen Gewinn für die Interpretation der Paläogeographie dar. Faziesübereinstimmungen sollten auch nicht überbetont werden, im Drauzug selbst unterscheidet sich beispielsweise der N und S in seiner Fazies beträchtlich.

Im östlichen Südalpin liegt während des Perms zeitweise ein Schelfrand vor (BUGGISCH et al., 1976), im Drauzug trifft man kontinentale bzw. aquatische Sedimente, eine hier ehemals existierende Küstenlinie wird schon von KAHLER (1953) vermutet. Im östlichen Südalpin ist auch während der Trias immer wieder eine Beckensedimentation zu beobachten, während aus der faziellen Entwicklung des Drauzuges ein im S vorgelagerter Beckenbereich anzunehmen ist. Beides läßt sich wiederum gut miteinander verbinden.

Die klastische anisische Sedimentabfolge des westlichen Drauzuges besitzt nicht nur in den Südtiroler Dolomiten Äquivalente. Auch im südlich anschließenden Bereich, z. B. im Gebiet von Tarvis, treten anisische Klastite auf (Uggowitzer Breccie.). Überdies sind die Schüttungsrichtungen der anisischen klastischen Sedimente der Olanger Dolomiten (Schüttung aus SW) und Lienzer Dolomiten (Schüttung von N her) unterschiedlich (vgl. BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; BECHSTÄDT et al., 1976), ein Hinweis gegen eine Verbindung der beiden Bereiche, die überdies von BRANDNER (1972) nie in dem Ausmaß postuliert worden ist, wie später von anderen Autoren angegeben. Der von BRANDNER aus den Lienzer Dolomiten beschriebene anisische Riffbereich hat nicht nur in den Olanger Dolomiten Äquivalente. Im Raum Zell-Winkel tritt nach eigenen Beobachtungen (anläßlich einer Exursion mit F. K. BAUER, 1977) ebenfalls ein anisisches Riff auf, Riffbildner sind wie in den Lienzer Dolomiten u. a. Tubiphyten und Olangocoelia otti. Von Bedeutung ist ferner, daß hier, wie ebenfalls in den Lienzer Dolomiten, klastische red beds im Liegenden des Riffbereiches auftreten. Die anisischen Sedimente des Drauzuges weisen also südalpinen Einfluß auf (BRAND-NER), eine direkte Parallelisierung mit irgendwelchen Profilen ist aber problematisch.

Der mitteltriadische Vulkanismus des Drauzuges (insbesondere Dobratsch) kann nicht nur mit dem Vulkanismus der Südtiroler Dolomiten verglichen werden, Vulkanite treten auch im östlichen Südalpin auf, z. B. im Gebiet von Tarvis (Kaltwasser-Ignimbrite). Im Gegensatz zu NIEDERMAYR (1975) ist der mitteltriadische Vulkanismus also keine Stütze für eine Lateralverschiebung an der Periadriatischen Naht. Das gleiche gilt für die Pb-Zn-Vererzung (vgl. BECHSTÄDT, im Druck; mit weiterer Literatur).

Die Fazies der Raibler Schichten des Drauzuges weist ebenso wie die Riffentwicklung des unterlagernden Wettersteinkalkes auf einen ehemals im Süden vorhandenen Beckenbereich. Tiefermarine ladinokarnische Sedimente sind aus den östlichen Südalpen bekannt. Hingegen fehlen mittel- bis oberkarnische Bekkensedimente in den zentralen Südalpen (HOFMANN, 1972), im Bereich der Etschbucht und südlich davon tritt zum Teil zu dieser Zeit sogar eine Schichtlücke auf: der Schlerndolomit geht oft direkt, getrennt nur durch eine Emersionsfläche, in Hauptdolomit über. Von Bedeutung ist ferner, daß das faziell abweichende, stark klastbetonte Karn-Profil des östlichen Drauzuges (Ursulaberg, vgl. O. KRAUS, 1969) in den Steiner Alpen ein gegenüber der sonstigen mergeligen Beckenentwicklung des mittleren und höheren Karns der östlichen Südalpen abweichendes Analogon hat: hier treten mächtige Flachwasserkarbonate auf.

Der obertriadischen Hauptdolomitentwicklung des Drauzuges stehen in den benachbarten Südalpen Hauptdolomit und Dachsteinkalk gegenüber, letzterer teils als Riff-, teils als Lagunenkalk ausgebildet. Ortlich treten sogar Hallstätter Kalke auf. Der Übergang Hauptdolomit — Dachsteinkalk — Hallstätter Kalk entspricht der aus den Nördlichen Kalkalpen bekannten Faziesabfolge (vgl. A. G. FISCHER, 1964; ZANKL, 1971; u. a.).

Die permotriadischen Faziesentwicklungen von Drauzug und benachbartem Südalpin lassen sich demnach zu einem sinnvollen paläogeographischen Modell verbinden. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß im Raum der Periadriatischen Naht möglicherweise ein Geländestreifen mit einer Breite von (?) Zehnerkilometern durch eine Überschiebung des Südalpins verlorenging. Diese Vorstellung stimmt gut mit den geophysikalischen Daten überein, die von den Zentralalpen nach Süden, bis in den Bereich der Periadriatischen Naht, eine größere Mächtigkeit leichten Krustenmaterials zeigen (vgl. GIESE et al., 1972; ANGENHEISTER et al., 1972, 1975). Auch nach dem verbesserten Krustenmodell von MILLER et al. (1977) wird die maximale Dicke etwa im Bereich der Periadriatischen Naht erreicht, im S ist nach einigen Zehnerkilometern eines langsamen Anstiegs ein kräftigeres Ansteigen der Moho festzustellen. Diese Krustenverdickung südlich der Periadriatischen Naht gilt anscheinend nur für den Bereich südlich der Ostalpen. Im W zeigt das seismische Profil Basel-Chiasso, wie schon von GIESE et al. angenommen, einen deutlichen Anstieg der Moho unmittelbar südlich der Insubrischen Linie. Infolge der geringen Zahl der bisher bekannten Daten steht die Kenntnis dieses Bereiches jedoch erst am Anfang. Ein Krustenprofil wird von Müller et al. (1976) gegeben.

Möglicherweise entspricht die Judicarien-Linie der Westgrenze des überschiebenden Südalpins. Dies würde auch erklären, warum sich die ev. schon alt angelegte Judicarien-Linie nördlich der Periadriatischen Naht nicht fortsetzt.

Die durch VAN HILTEN (1960) u. a. festgestellte relative Absenkung des Gebietes östlich der Judicarien-Linie kann hiervon unabhängig sein.

Der Versetzungsbetrag der Periadriatischen Naht an der Judicarien-Linie entspricht ungefähr dem etwa 50 km breiten Bereich mit noch erhöhter Krustenmächtigkeit südlich des Periadriatischen Lineamentes. Ob die heutige Periadriatische Naht in einem direkten Zusammenhang mit dieser vermuteten Überschiebung steht, ist fraglich. Die zu beobachtende Steilstellung kann als Ergebnis der staffelförmigen Heraushebung des nördlich anschließenden Gebietes angesehen werden (LAMMERER et al., 1976; vgl. auch Bögel, 1975).

Die Vorstellung der Überschiebung des Südalpins auf das Ostalpin ist alt, sie findet sich schon bei Argand (u. a. 1916), KOBER (1923), um nur einige zu nennen. Ob man den heute möglicherweise fehlenden Geländestreifen als Süd- oder als Ostalpin bezeichnet, ist paläogeographisch eine rein nomenklatorische Frage, tektonisch jedoch nicht: hier zeigt sich erneut die Schwierigkeit, daß Begriffe wie "Ostalpin" oder "Südalpin" sowohl tektonisch, als auch paläogeographisch verwendet werden.

Nach diesen Vorstellungen ergibt sich das folgende paläogeographische Bild: im N des Drauzuges befindet sich ein Schwellenbereich, der westliche Drauzug liegt dem Abtragungsgebiet näher als der östliche. Gegen SE voranschreitend gelangt man allmählich in einen offen marinen Bereich, das vermittelnde Schelfgebiet ist reich gegliedert. Auch gegen W (westliches Südalpin) schließt ein landnäherer Bereich an. In der Lombardei jedoch, die in der Untertrias bzw. im Perm festlandsnah ist, teilweise sogar Abtragsgebiet, entwickelt sich in der Mitteltrias eine Plattform-Becken-Gruppierung, die eine Verbindung zu einem offeneren Meeresbereich (im S ?) anzeigt.

# 6. Die Position des Drauzuges zu Ost- und Südalpin

Die in den Kapiteln 4 und 5 gebrachten Daten waren Grundlage eines palinspastischen Rekonstruktionsversuches, der als Arbeitshypothese für weitere Untersuchungen dienen soll (Abb. 17).

Für die Palinspastik sind die paläomagnetischen Daten von besonderer Bedeutung. Die paläomagnetischen Messungen zeigen eine Rotation Norditaliens um 60° im Gegenuhrzeigersinn, die nach SOFFEL (1972, 1975 a) zwischen Eozän und Oligozan abgelaufen ist. Eine Zusammenstellung weiterer Daten gibt GÜNTHER (1973). Im Apennin erfolgte nach LOWRIE & ALVAREZ (1975) schon zwischen Cenoman und Maastricht eine Gegenuhrzeiger-Drehung um 45°. Die Daten aus dem Gebiet nördlich der Periadriatischen Naht zeigen komplexe Bewegungen an. Teile des Mittelostalpins haben nach Förster et al. (1975) eine ähnliche Rotation wie Norditalien mitgemacht; dies gilt nach SOFFEL (1975 b) auch für die westlichsten Nördlichen Kalkalpen. Andere Daten jedoch (MAURITSCH & FRISCH, im Druck; SOFFEL, frdl. mdl. Mitt., 1977) zeigen eine Drehung der zentralen Kalkalpen im Uhrzeigersinn um Werte von etwa 20-40° an. Diese Unterschiede sind teilweise evtl. auf Internrotationen beim Deckenbau zurückzuführen, teilweise mögen auch Unsicherheiten der Pollagen zu bestimmten Zeiten mitbeteiligt sein (SOFFEL, frdl. mdl. Mitt., 1977). Nach Mauritsch & Frisch sowie Frisch (1977) ist jedoch eine selbständige Drehbewegung der Nördlichen Kalkalpen etwa in der Kreide wahrscheinlich. Diese Ansicht spielt für die Annahme einer Lateralverschiebung eine besondere Rolle, wir werden darauf zurückkommen.

Verschiebt man die Nördlichen Kalkalpen um etwa 300 km relativ nach SE, so ergibt sich ein wesentlich geradlinigerer Verlauf der Faziesgrenzen, als es bei den bisherigen palinspastischen Rekonstruktionsversuchen (TOLLMANN, 1963; TRÜMPY, 1969) der Fall ist. Bevor jedoch versucht wird, anhand der postulierten palinspastischen Position (Abb. 17) der einzelnen Ablagerungsräume die paläogeographische Entwicklung kurz zu skizzieren, sollen die Gründe für die angenommenen Lagebeziehungen kurz erörtert werden. Größere Schwierigkeiten bereitet die Plazierung der Radstädter Tauern sowie des Stangalm-Mesozoikums (Melitzen-Scholle und Pfannock-Schuppe, sensu TOLL-MANN, 1975). Folgt man den von TOLLMANN (S. 36, 37) aufgezählten zahlreichen Faziesbeziehungen zwischen den Kössener Schichten der Radstädter Tauern, der Pfannock-Schuppe, der westlichen Nördlichen Kalkalpen sowie dem Drauzug, so würde man am ehesten eine Position der Radstädter Tauern nördlich des östlichen Drauzuges, gleichzeitig benachbart zu den westlichen Nördlichen Kalkalpen, annehmen. Der Transport auf das Penninikum wäre dann erst nach der Passage der Nördlichen Kalkalpen über diese Einheit erfolgt. Wenn dies auch nicht ausgeschlossen werden kann, so ist doch mit dieser Vorstellung nur schwer der Baustil der Radstädter Tauern erklärbar, der nach TOLLMANN (1959) eine Stellung zwischen dem der Nördlichen Kalkalpen und dem des Penninikums ein-



Abb. 17. Palinspastischer Rekonstruktionsversuch des Ost- und Südalpins — eine Arbeitshypothese. Angegeben ist die vermutete Lage der einzelnen Einheiten vor und nach der Lateralverschiebung. Die einzelnen tektonischen Einheiten sind entsprechend der Nomenklatur Toll-MANNS (1963) mit einer eigenen Signatur ausgehalten.

nimmt. Für diese Fragestellung wichtig wäre eine genauere Kenntnis über die Grenze von Grauwackenzone zu Radstädter Quarzphyllit, die derzeit noch aussteht (vgl. Rossner, 1974).

Aber auch manche faziellen Eigenheiten der Radstädter Trias sind mit einer Einwurzelung im N des östlichen Drauzuges nur schwer vereinbar, beispielsweise die Überlagerung von mergeligen Beckensedimenten ("Partnachschichten" nach TOLLMANN) auf Wettersteindolomit. In den westlichen Nördlichen Kalkalpen wie auch in der Gurktaler Decke ist die Überlagerung der ladinokarnischen Beckenfazies über Wettersteinkalk nicht bekannt, wohl kennt man sie aber aus dem Ostteil der Nördlichen Kalkalpen (vgl. SUMMESBERGER & WAGNER, 1972; WAG-NER, 1970). L. WAGNER spricht diese hangenden Reiflinger Kalke ("Rhythmite") zwar als Bildungen des Flachwassers an, die Argumente hiefür sind jedoch angesichts des Faunengehaltes (Ammoniten, Radiolarien, Kieselschwammnadeln, Conodonten usw.) wenig stichhaltig (vgl. Mostler & Scheuring, 1974). Bei einer Anordnung im N des Drauzuges wären ferner wesentlich klastischer ausgebildete "Raibler Schichten" zu erwarten, die in der Radstädter Trias auftretenden Pyritschiefer weisen aber eher Anklänge an das Mittel- bis Oberkarn der zentralen Nördlichen Kalkalpen auf. Eines der wichtigsten Argumente für die Anordnung des Radstädter Unterostalpins unmittelbar im N der Nördlichen Kalkalpen, ohne trennendes "Mittelostalpin", ist jedoch die von ROSSNER (1976, 1977) festgestellte "kalkalpine" Riff-Becken-Assoziation von Wettersteinkalk und karbonatisch-mergeliger Beckenfazies. Ebenso wie im Oberostalpin kann die Abfolge in Becken, Vorriff, Zentralriff, Rückriff, Lagune, gegliedert werden. Das Riffwachstum wäre bei einer Trennung vom oberostalpinen Kalkalpin durch die "Schwelle" des Mittelostalpins nur schwer erklärbar. Schließlich tritt nach Toll-MANN (1956) in den Radstädter Tauern auch etwas "Dachsteinkalk" auf, was gegen eine Position im N des Drauzuges spricht (wenngleich es sich hiebei möglicherweise auch nur um kalkigen Hauptdolomit handelt, wie er z. B. auch aus den westlichen Nördlichen Kalkalpen bekannt ist).

Aus den angeführten Gründen werden die Radstädter Tauern im N des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen angeordnet.

Problematisch ist auch die ursprüngliche Lage des Stangalm-Mesozoikums, wobei allein schon die Frage einer Nachbarschaft oder Trennung von Melitzen-Scholle und Pfannock-Schuppe Schwierigkeiten bereitet. Die von TOLLMANN (1975) aufgezeigten Übereinstimmungen der Pfannock-Schuppe mit dem Drauzug könnten auf eine Verbindung beider Einheiten hinweisen. Die relativ eintönige Entwicklung der Melitzen-Scholle (TOLLMANN, 1975) steht der Trias von Kalkstein bzw. Stilfes-Mauls näher als dem Radstädter Unterostalpin, weshalb auch diese Einheit als nördlicher Rahmen des Drauzuges, noch nördlich der Pfannock-Schuppe, angesehen wird.

Diese Plazierung erklärt auch die Faziesbeziehungen des Radstädter Permomesozoikums zu den Nördlichen Kalkalpen besser als es der palinspastische Rekonstruktionsversuch TOLLMANNS vermag: bei dessen Modell liegt ja noch das breite Melitzen-Mesozoikum zwischen Nördlichen Kalkalpen und Radstädter Unterostalpin. Aus dem palinspastischen Schema wird auch verständlich, warum

7

das Radstädter Unterostalpin (ähnliches gilt für die Tarntaler Berge) nur wenige Beziehungen zum Schweizer Unterostalpin aufweist (vgl. TRÜMPY, 1975).

Die schon in den Kapiteln 4.51 bis 4.54 betonten engen Zusammenhänge der Fazies von Engadiner Dolomiten, Ortler, Jaggl, Stilfes-Mauls sowie Kalkstein mit der Faziesentwicklung der Lienzer Dolomiten lassen eine Position im W des Drauzuges als wahrscheinlich erscheinen. Gleichzeitig bestehen enge Beziehungen von Engadiner Dolomiten, Ortler und Jaggl zu den Südalpen (Quarzporphyrgerölle in der Postvariscischen Transgressions-Serie, klastische anisische Sedimente, Vulkanismus vom höheren Anis bis ins Karn, etc.). Die Verwandtschaft der jurassischen Sedimente dieses Raumes mit denen der westlichen Nördlichen Kalkalpen kann durch die ähnliche Lage zu dem sich öffnenden penninischen Ozean erklärt werden, sie könnte aber auch ein Hinweis auf das Alter der Lateralverschiebung sein.

Die Blaserdecke wird wegen der Übereinstimmungen ihrer obertriassischjurassischen Abfolge mit altersgleichen Serien von Lienzer Dolomiten und Engadiner Dolomiten zwischen beiden Einheiten angeordnet und eine ehemals viel weitere Überlagerung des "mittelostalpinen" (sensu TOLLMANN) Brenner-Mesozoikums postuliert (siehe unten).

Schwierig erscheint die Einwurzelung der Otztaler Alpen und der Silvretta. GEYSSANT (1973, mit weiterer Literatur), einer der besten Kenner des Gebietes, betont: "Wenn man die Gesamtheit der permomesozoischen Hülle des Otzkristallins betrachtet, also sozusagen das Mittelostalpin im Sinne von A. TOLLMANN, vom Kalkkögelmassiv bis zur Trias der Telfer Weiße (Cima Bianca di Telfes), ist es schwer, hier einen Übergang zu den Serien der Nördlichen Kalkalpen zu finden" (S. 391). Anhand des hier vorgestellten palinspastischen Schemas werden diese Unterschiede sofort klar. Diese sind viel größer als beispielsweise zwischen Radstädter Unterostalpin und Nördlichen Kalkalpen, zwischen denen nach TOLLMANN ja noch das Stangalm-Mesozoikum (Melitzen-Scholle) gelegen haben soll.

GEYSSANT vermutet dann, daß die Trias von Mauls-Stilfes zwischen den mesozoischen Ablagerungen der Stubaier Alpen und den "Serien mit nordalpinen Zügen" vermittelt. Nach unserem Konzept handelt es sich bei letzteren um den Drauzug bzw. die Lienzer Dolomiten, zu denen die Ahnlichkeiten größer sind, als zu den Nördlichen Kalkalpen.

Die Position der Ötztaler-Stubaier Masse im E der Engadiner Dolomiten sowie die Lage der Silvretta im NE, scheint auch durch den tektonischen Befund (vgl. SCHMID, 1973) gestützt, wenngleich hier noch zahlreiche Probleme bestehen. Für eine Position von Silvretta und Ötz-Kristallin (nach der Transversalverschiebung!) im S der Nördlichen Kalkalpen sprechen auch die tektonischen Verhältnisse am Nordrand dieser beiden Kristallingebiete: eine Überlagerung des Kalkalpins durch das Kristallin ist an zahlreichen Stellen zu erkennen (vgl. u. a. TRÜMPY, 1969). Von TOLLMANN (u. a. 1970) wird dies allerdings als sekundäre Nordbewegung beider Einheiten interpretiert.

Problematisch bleiben die "Partnachschichten" am Fuß der Pfriemeswand. Hiebei ist anzumerken, daß angesichts des nordalpinen Namens häufig übersehen wird, daß die Faziesabfolge von knolligen Kalken mit blaugrauer bis blaßrosa Farbe, dunklen plattigen Kalken, tonigen Peliten und gelblichbraunen Mergeln (Beschreibung nach GEYSSANT) nicht unbedingt typisch für nordalpine Partnachschichten ist; auffallend ist insbesondere der bekanntgewordene Fossilgehalt (Cidaris, Brachiopoden, Halobien und Daonellen, Trachyceraten). Die Partnachschichten der Nördlichen Kalkalpen sind meist fossilarm (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976). An der Basis der "Partnachschichten" tritt nach SARNTHEIN (1965) "Alpiner Muschelkalk" auf, bestehend aus dunklen Tonen und Mergeln mit einzelnen Kalkniveaus, ebenfalls unüblich für die anisischen Sedimente der westlichen Nördlichen Kalkalpen (soferne es sich bei der nicht fossilbelegten Serie überhaupt um Anis handelt). Möglicherweise stellt dieses nach GEYSSANT tektonisch von Wettersteinkalk überlagerte Sedimentpaket einen Span der Blaserdecke dar, der vom Mittelostalpin überfahren wurde. Aber auch die Annahme eines nur leicht gestörten stratigraphischen Verbandes mit dem überlagernden Wettersteinkalk wäre kein Beweis gegen das Transversalverschiebungsmodell: auch in den unterostalpinen Sedimenten der Radstädter Trias treten ja Partnachschichten auf.

Das Permomesozoikum der Gurktaler Decke (vgl. Kap. 4.57) muß wegen seiner Beziehungen zu den zentralen bzw. östlichen Nördlichen Kalkalpen wohl im S dieses Gebirgszuges angeordnet werden. Andererseits läßt das Auftreten von Hauptdolomit (vgl. u. a. THIEDIG et al., 1975) an eine Position im Südwesten der Nördlichen Kalkalpen denken. Bei dieser Anordnung könnte man sich vorstellen, daß die Gurktaler Masse während der Lateralverschiebung in die Nähe des Stangalm-Mesozoikums geriet und hier "hängengeblieben" ist (vgl. Abb. 17). Die Überschiebung des Stangalm-Mesozoikums und seines kristallinen Rahmens ist wohl erst später erfolgt.

Die Tarntaler Berge (vgl. ENZENBERG, 1967, 1976, mit weiterer Literatur) werden wegen ihrer ähnlichen tektonischen Position am Rand des Tauernfensters, aber auch wegen der Ähnlichkeiten der Gesamtabfolge mit jener der unterostalpinen Radstädter Tauern (Quarzphyllit-Basis, ähnliches Permomesozoikum, ähnliche jurassische Breccien) entsprechend der Ansicht TOLLMANNS (1963 etc.) und anderer Autoren ebenfalls dem Unterostalpin zugeordnet und nördlich der Nördlichen Kalkalpen plaziert. Diese tektonische Stellung ist in neuerer Zeit weitgehend akzeptiert, sie wird z. B. durch Untersuchungen MOSTLERS (1973), der zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und (oberostalpiner) Grauwackenzone eine durchgehende tektonische Trennfläche mit zahlreichen eingequetschten Kristallinspänen feststellte, erneut bestätigt.

Kurz soll noch auf die Stellung der Arosa-Zone eingegangen werden. Die bei TOLLMANN (1970) gebrachten Argumente machen eine ehemalige Position westlich der Tarntaler Berge wahrscheinlich, ohne daß hier diskutiert werden soll, ob man diesen Bereich dem Unterostalpin oder dem Penninikum zuordnen soll. Nach der Lateralverschiebung ergibt sich folgende N-S Abfolge (vgl. Abb. 17): Arosa-Zone, Nördliche Kalkalpen, Silvretta. Die Arosa-Zone wird anschließend durch die Kalkalpen überschoben, einzelne Späne werden bis zum Kalkalpenrand mitgeschürft, andererseits blieben Reste von Kalkalpin (Madrisa-Zone)

7\*

auf der Arosa-Zone hängen. Einen Teil davon bilden die bei TRÜMPY (1969, S. 381) besprochenen und in TOLLMANN (1970) erwähnten Partnach- und Arlberg-Schollen. Die Madrisa-Zone wurde anschließend von der dem Kalkalpin nachfolgenden Silvretta-Einheit überfahren. Dieser Vorstellung folgend können die Partnachschichten an der Basis des Silvrettakristallins also n i c h t mit den Partnachschichten im Liegenden des mittelostalpinen Brenner-Mesozoikums (vgl. GEYSSANT, 1973 und Kap. 4.53) verglichen werden. Die ursprüngliche Position der Arosa-Zone direkt im N des Kalkalpins, ohne trennendes "Mittelostalpin" (sensu TOLLMANN), würde auch gut mit den von zahlreichen Autoren (z. B. JACOBSHAGEN & OTTE, 1968) festgestellten faziellen Übergängen zum Oberostalpin der westlichen Nördlichen Kalkalpen übereinstimmen.

Die engen Faziesbeziehungen zwischen dem Drauzug und dem Westteil der Nördlichen Kalkalpen wurden in Kap. 4.3 diskutiert. Hauptgrund für die Anordnung des Drauzuges im W und nicht im S der westlichen Nördlichen Kalkalpen ist die paläogeographische Situation beider Gebiete, die auf Festlandsareale jeweils im N sowie einen offeneren Meeresbereich im S hinweist.

Mit dem Transversalverschiebungsmodell ergibt sich auch (vgl. Kap. 5.3) ein geschlossenes paläogeographisches Bild zwischen Drauzug und benachbarten Südalpen. Hier im Süden liegt nämlich der aus der paläogeographischen Situation des Drauzuges zu fordernde offenere Meeresbereich vor. So kann beispielsweise im Nor der gleiche Übergang von Riff-ferner Flachwasserfazies (Hauptdolomit der Nordkarawanken) über eine Riff-nähere Lagunenfazies bzw. das Riff (Dachsteinkalk der Südkarawanken und der Steiner Alpen) zu einer Beckenfazies (Hallstätterkalk der Steiner Alpen) beobachtet werden wie er ebenso in dem noch ungefähr im ehemaligen Verband befindlichen Bereich der Kalkalpen gegeben ist. Auch das aus den Südkarawanken beschriebene Einsetzen rhätischen Riffkalkes am Top des Dachsteinkalkes (FlüGEL & RAMOVS, 1961) entspricht der Situation in weiten Bereichen der mittleren und östlichen Nördlichen Kalkalpen. Die Faziesbeziehungen werden noch plausibler, wenn man die tektonische Amputation eines Teiles des nördlichen Südalpins postuliert (vgl. Abb. 17 und Kap. 5.3).

Aus dem hier vorgestellten palinspastischen Rekonstruktionsversuch wird die große Bedeutung der TOLLMANNschen palinspastischen Anordnung (Abb. 15) ersichtlich: Unterostalpin, Mittelostalpin und Oberostalpin (alle sensu TOLLMANN) nehmen jeweils geschlossene Gebiete ein und weisen dementsprechend Faziesbeziehungen von Profil zu Profil auf. Es lag in keinem einzigen Fall ein zwingender Grund vor, beispielsweise ein "mittelostalpines" Profil innerhalb des "Unterostalpins" anzuordnen. Auch die von TOLLMANN immer wieder betonten Faziesbeziehungen zwischen Unterostalpin und Mittelostalpin bleiben voll gültig, das Mittelostalpin stellt jetzt die ehemalige streichende Fortsetzung des Unterostalpins dar.

Gleichzeitig muß auch auf die zahlreichen Übereinstimmungen mit der Synthese TRÜMPYS (1969, vgl. auch Abb. 16) hingewiesen werden. Insbesondere handelt es sich um die schon von TRÜMPY herausgestellten Beziehungen von Engadiner Dolomiten, Ortler, Jaggl, zu den Südalpen. Auch die Position im S der Nördlichen Kalkalpen (vor der Deckenüberschiebung) stimmt überein. Nach TRÜMPYS Modell zeigt dies allerdings die ursprüngliche Nachbarschaft an, nach unseren Vorstellungen ist diese Position eine Folge der Lateralverschiebung.

Zu diskutieren ist, ob in Zukunft der Begriff "Mittelostalpin" weiter verwendet werden soll. Abzuklären bleibt auch, ob die Engadiner Dolomiten, Silvretta, Stubaier Alpen, etc. als "Oberostalpin" angesprochen werden soll. Hier zeigt sich die Schwierigkeit, daß mit diesen Begriffen bisher sowohl tektonische Position als auch paläogeographische Lage umfaßt wurden.

Abschließend soll die permotriassische paläogeographische Entwicklung anhand der im palinspastischen Modell (Abb. 17) gegebenen Anordnung skizziert werden. Zu beachten ist, daß bei der Angabe von Himmelsrichtungen Rotationen nicht berücksichtigt wurden.

Zu den vorvariscischen Abfolgen ist anzumerken, daß nach unserem Schema die Grauwackenzone die ostnordöstliche Fortsetzung des Paläozoikums von Karnischen Alpen und Südkarawanken darstellt. Zusammenhängende Gebiete nimmt vielfach auch der Quarzphyllit ein. Auf diesen Fragenkomplex soll jedoch nicht näher eingegangen werden, da derzeit noch unklar ist, welches Ausmaß die variscische Deckenbewegung erreicht (vgl. H. W. Flügel, 1977; mit weiterer Literatur).

# Perm bis Untertrias

Als Folge der variscischen Orogenese wurden ältere Sedimente vielfach abgetragen, etwa entlang einer NE-SW streichenden Linie, die vom Unterostalpin nördlich der Kalkalpen über die westlichen Kalkalpen, den westlichen Drauzug in die zentralen Südalpen (östlich der Südtiroler Dolomiten) reicht.

Mit dem Perm beginnt eine von SE gegen NW voranschreitende Transgression, die im Bereich der Karnischen Alpen vorübergehend zum Stehen kommt. Auffallend ist, daß in einiger Entfernung von dem sich während des Unterperms ausbreitenden Ozean Quarzporphyrvulkanismus auftritt (Lugano, Bozen, Drauzug, westliche Kalkalpen), dessen Schüttungen das Hauptverbreitungsgebiet mariner Sedimente zu dieser Zeit, die Karnischen Alpen, nicht erreichen. Vielleicht existierte zwischen beiden vorübergehend eine Schwellenzone, die auch für den oben erwähnten Stillstand der Transgression verantwortlich sein könnte. Nordgerichtete Schüttungen im Drauzug während des Unterperms (RIEHL-HERWIRSCH & NIEDERMAYR, 1975) sind hierfür ein Indiz, ebenso wie gleichgerichtete Schüttungen innerhalb des "Münstertaler Verrucano" der Engadinet Dolomiten (TRÜMPY & DÖSEGGER, 1972).

Im Oberperm stößt die marine Sedimentation weiter nach W bzw. NW vor, sie erreicht den Rand der Etschbucht bzw. den Südrand der Nördlichen Kalkalpen. In den Übergangsgebieten von kontinentaler zu mariner Sedimentation kommt es zu Salinarablagerungen (Haselgebirge, Bellerophon-Gipse).

Auffallend ist das erneute Aufleben klastischer Sedimentation im Skyth, vielleicht im Zusammenhang mit Hebungen im Hinterland. Den Abtragsgebieten vorgelagert ist eine aride Alluvialebene ("Servino", "Permoskythsandstein") (vgl. MOSTLER & ROSSNER, 1977). Im Übergangsgebiet von terrestrischer zu mariner Sedimentation treten wiederum Gipsbildungen auf. Deutlich ist das Vorgreifen der Transgression während des Oberperms und der Untertrias. In den Südalpen reichen die oberpermischen Bellerophon-Gipse im W bis zur Etschbucht, die oberskythischen Gipse des Carniola reichen bis in die westliche Lombardei (vgl. BERNOULLI, 1964; ASSERETO et al., 1973). Auch im Drauzug sowie in den mittleren Kalkalpen (z. B. Becken von Reichenhall) treten Salinarablagerungen auf.

Der im SE gelegene marine Bereich wird durch überwiegend kalkige Sedimente des Oberskyth mit einer Ammonitenfauna angezeigt. Diese können im Verbreitungsgebiet der Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen, der Gurktaler Alpen sowie im Südalpin bis hin zu den Dolomiten beobachtet werden. Die hochmarine Fazies dieses sich im alpinen Bereich auswirkenden Tethys-Ausläufers tritt nach KRYSTYN (1974) erst von Albanien nach Süden hin auf.

# Mitteltrias

Am Beginn der Mitteltrias steht eine weitausgreifende Transgression. Nach häufigen salinaren Basisbildungen (Rauhwacken) folgen auch in den bisher noch kontinentalen Gebieten zumeist marine Sedimente. Unteranisische Beckenbildungen treten insbesondere dort auf, wo schon im höheren Skyth ein stärker mariner Einfluß spürbar war, z. B. in den zentralen Kalkalpen. Hier kommen sowohl Werfener Karbonate mit Ammoniten vor als auch Beckensedimente der Gutensteiner Schichten. Das Hauptgestein bilden jedoch Flachwasserkarbonate, die eine riesige Plattform aufbauen. Ortlich kann ein gewisser klastischer Einschlag festgestellt werden (z. B. Südalpen, Drauzug), der insbesondere im mittleren und höheren Anis spürbar wird. Abtragungsgebiete einerseits, Beckenbildungen andererseits beleben das vordem eintönige Bild und zeigen ein zunehmendes Mobilwerden des Untergrundes an (Beginn der Ausdünnung der kontinentalen Kruste?). Besonders deutlich zeichnet sich die Faziesheteropie in den Südalpen sowie den Nördlichen Kalkalpen und dem Drauzug ab, also den ozeannäheren Gebieten. Die erwähnten Abtragungsgebiete müssen teilweise größeren Umfang besessen haben (Chirotherienfährten, BRANDNER, 1973), ohne daß die Anordnung bisher im einzelnen bekannt wäre.

Im höheren Anis tritt ein vorübergehender Stillstand der tektonischen Aktivität ein, eine sich ausbreitende Karbonatplattform beendet zumeist die vorhergehende Faziesvielfalt.

Wenig später wird jedoch erneut Dehnungstektonik spürbar (BECHSTÄDT et al., im Druck b), im S und im E sinken weite Bereiche der eben gebildeten Plattform ab ("Reiflinger Wende" sensu SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974), Beckensedimentation stellt sich ein. Damit in Zusammenhang steht das Einsetzen von Vulkanismus einerseits, Riffbildung andererseits (verbesserte Zirkulation!). Die Entwicklung von Na-reichen basischen Magmatiten (Oberes Perm, Untere Trias, z. B. innerhalb des Haselgebirges) zu den Alkalibasalten der Mitteltrias (laut FERRARA & INNOCENTI, 1974) stimmt mit Charakteristiken eines beginnenden Riftings überein (BECHSTÄDT et al., im Druck a, b). Die Beckensedimente treten aber nur im S und E des betrachteten Gebietes auf, fast nur im Südalpin bzw. Oberostalpin, während die im N angrenzenden Bereiche überwiegend kalkalgenführende Karbonate aufweisen.

# Obertrias

Im Cordevol (Unterkarn) dehnen sich die Riffe stark aus auf Kosten der benachbarten Beckenbereiche. Absenkung des Meeresspiegels, möglicherweise auch tektonische Hebung, läßt weite Gebiete verkarsten. Etwa im Übergangsbereich von der eintönigen Karbonatplattform zu den im SE vorgelagerten ausgedehnteren Beckenbereichen treten weitverbreitete Blei-Zink-Vererzungen auf. Dieser Streifen mit Vererzungen folgt etwa einer ENE-WSW-Richtung, wie die meisten paläogeographischen Grenzen zuvor (BECHSTÄDT, im Druck).

Im mittleren und höheren Karn (Jul/Tuval) werden in den nördlichen und westlichen Nördlichen Kalkalpen, im Drauzug, in den zentralen und westlichen Südalpen, die noch bestehenden Beckenbereiche, schließlich auch die Karbonatplattformen, von einer klastisch-karbonatischen Sequenz überlagert. Vielfach treten auch Verlandungen auf, besonders in den zentralen und westlichen Südalpen. In den Nordgebieten kann, soferne Sedimente bekannt sind, ebenfalls insbesondere klastische Sedimentation beobachtet werden. Beckensedimente sind hingegen aus den südöstlichen Kalkalpen, den Gurktaler Alpen sowie den östlichen Südalpen bekannt.

Während des unteren Nors breitet sich erneut eine riesige Karbonatplattform aus ("Hauptdolomit"), gegen N stärker terrestrische Einflüsse zeigend ("Bunter Keuper"). Dies kann mit einem vorübergehenden Stillstand des oben erwähnten Riftings in Zusammenhang gebracht werden; BECHSTÄDT et al. (im Druck a, b) sprechen von einem "aborted rifting".

Im SE hingegen existieren einzelne, kleinere Bereiche, in denen die Beckensedimentation seit dem Oberanis durchläuft (z. B. Hallstätter Raum), dazwischen tritt ein Riffbereich auf (Dachsteinkalk). Von Bedeutung ist, daß nach unseren palinspastischen Vorstellungen (Abb. 17) der Bereich der Hallstätter Zone in Nachbarschaft zu den Nordausläufern der dinarischen "Inneren Radiolarit und Ophiolith-Zone" gerät (Šumadija-Zone, vgl. TOLLMANN, 1968 : 8).

Die obernorisch-rhätische Faziesheteropie scheint schon die jurassische Absenkungsphase (insbesondere des Penninikums) abzuzeichnen, da zu dieser Zeit auch in den nördlichen Gebieten Beckensedimente auftreten; kräftigere Wellenbewegung muß hier vielfach angenommen werden (Ooide).

Auch die Faziesentwicklung der Gosau könnte mit der Lateralverschiebung erklärt werden: nach OBERHAUSER (1973) weicht die nordalpine Gosau von der südlich des Zentralkammes deutlich ab, letztere zeigt eher Beziehungen zum südalpinen, dinarischen bzw. ungarischen Raum. Gleichzeitig stützt dieser Befund (siehe unten) die Annahme eines jurassischen bis kretazischen Alters der Verschiebung. Dieses angenommene Alter ist auch der Grund, warum die Faziesentwicklung der jurassischen Abfolgen nicht unter dem Blickwinkel der Lateralverschiebung gedeutet werden kann. Hier ist vielmehr der umgekehrte Weg zu gehen: Die Sedimente des Jura bzw. der Kreide müßten erst daraufhin untersucht werden, ob sie eine Aussage über das Alter der postulierten Lateralverschiebung gestatten.

Während der gesamten Permotrias sind also immer wieder ENE-WSW streichende Faziesgrenzen, im großen wie im kleinen feststellbar. Auffallend ist, daß in den zentralen und westlichen Südalpen (vgl. TRÜMPY, 1975; BECHSTÄDT et al., im Druck b) häufig NE-SW bzw. NW-SE streichende Richtungen auftreten, die überdies etwa N-S verlaufende Zonen unterschiedlicher Absenkung (vgl. Kap. 5.2) schneiden. Da die unterschiedliche Absenkung jedoch insbesondere an den Sedimenten des Hauptdolomites (BOSELLINI, 1965) erarbeitet wurde, ist zu prüfen, ob dies auch für die Untere und Mittlere Trias zutrifft.

Das Ost- und Südalpin vermittelt in der Trias zwischen einem Festland im N und W und einem marinen Bereich im SE. Dementsprechend herrscht im S und E dieses breiten Schelfareales stärker mariner Einfluß, hier kann eine reichere Faziesheteropie beobachtet werden. Im Laufe der Permotrias erfaßt der marine Einfluß ständig größere Gebiete. Als Festlandsareal kommt in erster Linie das im N anschließende Penninikum in Betracht. Das Penninikum war vielfach Erosionsgebiet, die Verlandung reichte bis in den Bereich der heutigen Zentralgneise (FRISCH, 1976; KLEMM et al., Vortrag Salzburg 1977).

Großräumige Lateralverschiebungen stellen eine Möglichkeit der Neugliederung eines Ablagerungsraumes dar, die bisher angesichts der dominierenden Überschiebungsstrukturen zuwenig beachtet wurde; auch fällt der Nachweis infolge der anschließenden Deckenbewegungen sehr schwer. Trümpy (1975) war einer der ersten, der mögliche großräumige Lateralverschiebungen diskutiert, ohne hiebei nur an die Periadriatische Naht zu denken. Schon vorher hatte Bosellini (1973) eine präoligozäne, etwa E-W streichende, linkshändige Lateralverschiebung angenommen, die eine Ostverschiebung des Nordapennins bewirkt haben soll. Die Störungslinie soll heute großenteils unter der Poebene begraben liegen. TRÜMPY (1976) diskutiert die Möglichkeit einer (ebenfalls linkshändigen) Lateralverschiebung in den Westalpen, die etwa E-W gerichtet anzunehmen ist und Faziesbeziehungen zwischen den westlichen Südalpen und den höchsten Decken der Prealpes sowie den hochpenninischen bzw. unterostalpinen Decken Graubündens erklären würde. Diese Störung, die für die Bogenform der Westalpen verantwortlich sein könnte ist möglicherweise als Fortsetzung der nordpyrenäischen Transform-Störung anzusehen. Bei der Frage der Fortsetzung in die Ostalpen erwähnt TRÜMPY (S. 259) die problematische Stellung des Drauzuges. Wir konnten nun aufzeigen, daß eine linkshändige Lateralverschiebung die zahlreichen Faziesbeziehungen innerhalb des Ost- und Südalpins besser erklärt, als die bisherigen palinspastischen Vorstellungen es vermögen. Denkbar ist, daß es sich hiebei um die Ostfortsetzung der von Trümpy postulierten Störung handeln könnte. Eine weitere linkshändige und wiederum etwa E-W gerichtete Lateralverschiebung, wenn auch etwas geringerer Größenordnung, nimmt A. G. FISCHER (1965) innerhalb der Nördlichen Kalkalpen an.

Beginnt man die Lateralverschiebungsbahn innerhalb der Ostalpen zu suchen so ist zunächst anzumerken, daß infolge der an die Lateralverschiebung anschließenden Subduktion und Kollision die Verschiebungsbahn vielfach unter ehemals südlicher gelegenen tektonischen Einheiten verborgen sein mag. Zu diskutieren bleibt jedoch, ob die Arlberg-Störung und Teile der östlich anschließenden Inntal-Störung dieser alten Verschiebungsbahn entsprechen könnten. Östlich des Tauernfensters käme eventuell die Mölltal-Störung in Frage. Diese streicht zwar auf den zentralen Drauzug zu, berücksichtigt man aber den von allen bisherigen Autoren angenommenen Nordschub des Drauzuges, über einen ehemals nördlich anschließenden Geländestreifen hinweg, so ist ein Verlauf der Störungsbahn in Richtung auf den Drauzug (und nicht auf dessen Ostende) sogar anzunehmen. Auch die heutige Position einzelner, in Abb. 17 aus faziellen Gründen im N des Drauzuges eingewurzelter Gebiete (z. B. Stangalm) auf dem Unterostalpin, nördlich der Mölltalstörung, ist nicht unbedingt ein Gegenargument: eine Überschiebung der Transversalstörung durch das "Mittelostalpin" und eine schlußendliche Lage tektonischer Einheiten auf dem "Unterostalpin" (unter gleichzeitiger Ausquetschung der Nördlichen Kalkalpen) wäre geologisch durchaus vorstellbar: ein ähnlicher Mechanismus wird von TOLLMANN (1977) für die mittelostalpine Überlagerung des Unterengadiner Pennins vorgeschlagen, unter Ausquetschung des nach TOLLMANN ehemals vermittelnden Unterostalpins (das nach unserer Vorstellung allerdings viel weiter im E lag).

Abschließend soll diskutiert werden, ob auch in der Ostfortsetzung der Ostalpen, also den westlichen Karpaten, die Möglichkeit von Lateralverschiebungen besteht. Die Einheiten des Ostalpins können in die Karpaten hinein verfolgt werden (TOLLMANN, 1963, 1965 usw.; ANDRUSOV, 1966); obwohl die genauen Parallelisierungen noch etwas umstritten sind, herrscht an der Tatsache der Vergleichbarkeit beider Gebirgszüge kein Zweifel. Nach bisheriger Auffassung liegt also im Norden der "oberostalpinen" Gemeriden das "Mittelostalpin" bzw. "Unterostalpin" der Veporiden und der Križna-Decken usw. Die weiter im N, nördlich der nicht genau dem Pennin parallelisierbaren Tatriden gelegene Pieninische Klippenzone ist nach bisheriger Vorstellung etwa dem Helvetikum vergleichbar.

Von besonderer Bedeutung ist nun, daß MISIK et al. (1977) aus Geröllen kretazischer Konglomerate der Pieninischen Klippenzone sowie deren Nachbarbereichen eine Triasabfolge rekonstruieren konnten, die völlig der bekannten Abfolge der weit im S gelegenen ("oberostalpinen") Gemeriden entspricht. MISIK et al. kommen zu der Ansicht, daß es in den Westkarpaten zwei "oberostalpine" Entwicklungen mit weitgehend identischer Faziesausbildung gegeben hat, eine im S und eine im N (Gemeriden und Bereich der "Pieninischen Kordillere"), getrennt durch die "zentralalpine" Fazies der Veporiden, Križna-Decke usw. Diese paläogeographische Vorstellung entspricht damit etwa der, wie sie für die Ostalpen u. a. von E. KRAUS (1951) und zahlreichen Autoren nach ihm angenommen wurde. MISIK et al. lehnen einen Deckentransport eines Teils der Gemeriden in den späteren Bereich der Pieninischen Klippenzone ab, und zwar wegen des kretazischen Alters der Konglomerate (ab dem Alb), in denen die Trias-Gerölle auftreten.

Zu prüfen ist, ob die von MISIK et al. völlig außer acht gelassene Möglichkeit einer Lateralverschiebung das beschriebene Problem nicht besser erklärt als die schwer vorstellbare Annahme zweier weitgehend identer Faziesabläufe in zwei weit voneinander entfernten Bereichen. Eine Lateralverschiebung könnte also die ehemals in der streichenden Fortsetzung der Gemeriden abgelagerte Trias der Pieninischen Klippenzone relativ nach NW verschoben haben. Anschließend erfolgte eine Aufarbeitung der Schichtfolge, die die Umgebung mit Triasmaterial versorgte. Diese Vorstellung würde auch besser die zentralalpinen Faziesabfolgen, z. B. die Keuperfazies der Križna-Einheit bzw. der Tatriden, erklären, die bei einem im N anschließenden Trog der Pieninischen Klippenzone nur schwer verständlich wäre. Die von MISIK et al. getroffene Annahme eines langen, schmalen Beckens, in dem es zur Bildung von Beckensedimenten (Hallstätter Kalke, Reiflinger Kalke) und von Riffen kam, widerspricht allen bekannten rezenten Äquivalenten. Der Vergleich mit den Partnachbecken bzw. der Hallstätter Zone ist nicht stichhaltig, da es sich bei deren paläogeographischer Konstellation nicht um völlig von riesigen Flachwassergebieten umschlossene Areale handelt.

Von Bedeutung ist der Altershinweis, der sich aus der frühesten Aufarbeitung der Pienidischen Kordillere ergibt: die ersten Konglomerate treten im Alb auf. Sollte also eine Seitenverschiebung abgelaufen sein, dann wäre sie in der Zeitspanne zwischen Jura und mittlerer Kreide anzunehmen.

Der ost- und südalpine Raum stellt ohne Zweifel eine einheitliche Entwicklung dar, die nur einer einzigen Platte innerhalb des nordmediterranen Raumes zugeordnet werden kann ("Karnische Platte", Dewey et al., 1973; "Ostalpin-Südalpin-Adriatische Platte", DIETRICH, 1976). Nach DIETRICH gehen von einem "hot spot" bzw. einer "triple junction" im Südtiroler Bereich zwei Grabenbruchsysteme aus, deren südliches von hier bis in die Dinariden vorgreift. Dies widerspricht unseren palinspastischen Vorstellungen. Die Ansicht DIETRICHS stimmt auch nicht mit der Fazies- und Faunenentwicklung des Balkan in Raum und Zeit überein (vgl. BECHSTÄDT et al., 1976, mit weiterer Literatur). Diese läßt deutlich erkennen, daß Ost- und Südalpin am nordwestlichen Rand eines Astes der Tethys liegen, der sich von SE nach NW hin ausgebreitet hat und nicht umgekehrt. Am Balkan und in Kleinasien kann schon in der Untertrias echt ozeanisches Sediment beobachtet werden. Nach KAUFFMANN (1976) kam es hier schon im Oberskyth bzw. im Anis zur Ophiolithbildung. Bekannt sind auch die skythischen Hallstätter Kalke von Chios (vgl. u. a. JACOBSHAGEN, 1972). Weiter im E greift ein weiterer Meeresast, ausgehend wahrscheinlich von dem sich in Rumänien öffnenden "Siret-Ozean" (HERZ & SAVU, 1974), bis hin zum Heiligkreuz-Gebirge Polens (vgl. TRAMMER, 1975), belegbar an Hand der Faunenwanderungen (vgl. Mostler & Rossner, 1977).

Innerhalb der Permotrias der Ost- und Südalpen ist demnach, im Gegensatz zur Ansicht DIETRICHS, der Ausläufer nur eines Rift-Systems anzunehmen.

Abschließend sollen einige Hinweise darauf gegeben werden, wie sich die Vorstellung einer Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins einfügt in neuere plattentektonische Modelle des mediterranen Raumes. Hieraus wird ein Hinweis auf das mögliche Alter der Seitenverschiebung erhofft. Eine echte Diskussion muß aus Platzgründen unterbleiben. Auf "ältere" Modelle, wie das von Dewey et al. (1973), kann nicht eingegangen werden, da diese zu modifizieren sind und in die Modelle neueren Datums mit eingeflossen sind.

Den Vorstellungen von CHANNEL & HORVATH (1976) bzw. W. FRISCH (1977) folgend, bildete die Ostalpin-Südalpin-Adriatische Platte einen Sporn Afrikas, der weit nach N reichte. Nach LE PICHON et al. (1977) beginnt die Öffnung des zentralen Atlantiks im Lias. W. FRISCH sieht den südpenninischen Ozean als nördliche Fortsetzung des Atlantiks an, verbunden durch eine Transform-Störung, die Afrika von Europa trennt. Auch BIJU-DUVAL et al. (1977) glauben an eine derartige Störung, die nach FRISCH als R-R-(Rücken-Rücken-)Transform-Störung aufzufassen ist. Spätestens in der mittleren Kreide reißt sich nach FRISCH die "Adriatische Platte" an der Ostfortsetzung der erwähnten Transform-Störung von Afrika los, das von nun an weiter nach E driftet. Dementsprechend ist die "Adriatische Platte" nach FRISCH in der Oberkreide zwischen den sich linksseitig gegeneinander bewegenden Kontinenten "Europa" und "Afrika" eingespannt und führt eine Gegenuhrzeiger-Rotation durch. Die erwähnten linksseitigen Lateralverschiebungen könnten mit diesen in der Kreide (und auch noch im Tertiär) ablaufenden Bewegungen zwischen "Europa" und "Afrika" in Zusammenhang stehen. Die durch die paläomagnetischen Untersuchungen nachgewiesenen Rotationen sind zum Teil wohl Intern-Drehungen innerhalb der "Adriatischen Platte" an gekrümmten Lateralverschiebungsbahnen. Diese Vorstellung würde die durch die Paläomagnetik erhaltenen unterschiedlichen Rotationen innerhalb der "Adriatischen Platte" erklären (vgl. SOFFEL, 1972; LOWRIE & ALVAREZ, 1975; MAURITSCH & FRISCH, im Druck; u. a.).

#### Literatur

- Accord, B.: Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica. Estud. Geol., 15, 1–17, Madrid 1959.
- VAN AMEROM, H. W. J. & BOERSMA, M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). — Carinthia II, 84, 9—15, Klagenfurt 1974.
- VAN AMEROM, H. W. J., BOERSMA, M., NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDRMAYR, E.: Das permische Alter der "Karbon"-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). — Carinthia II, 86, 93—101, Klagenfurt 1976 a.
- VAN AMEROM, H. W. J., BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: Bericht über erste Pflanzenfunde aus der Trias-Basis der westlichen Gailtaler Alpen bei Kötschach (Kärnten, Österreich). — Carinthia II, 86, 103—112, Klagenfurt 1976 b.
- VAN AMEROM, H. W. J., BOERSMA, M. & RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zum Alter des "Karbons vom Christophberg", Kärnten, Österreich. Geologie en Mijnbouw, 55, 211—212, Den Haag 1976.
- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehungen zur alpindinarischen Grenze. — Jb. Geol. B.-A., 94, 195—236, Wien 1951.
- ANDERLE, N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. — Geologija, Razprave in Poročila, 13, 116—132, Ljubljana 1970.
- ANDRUSOV, D.: Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. Geol. Rdsch., 56, 69—78, Stuttgart 1966.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. Carinthia II, 49, 26-57, Klagenfurt 1939.

- 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. Rdsch., 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.
- ANGER, H. (mit einem Beitrag von W. KLAUS): Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, 174, 79-84, Wien 1965.
- ARGAND, E.: Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv., 14/1, 145—191, Lausanne 1916.
- ARGAND, E.: Plissements précurseurs et plissements tardifs des Chaines de Montagnes. Soc. helvetique sci. nat. Actes, 101 sess., 2, 13—39, 1920.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI SESTINI, N. & SWEET, W. C.: The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). — In: A. LOGAN & V. HILLS (Ed.), The Permian and Triassic system and their mutual boundary, Canad. Soc. Petrol. Geol., Spec. Publ. 2, 176—199, Calgary 1973.
- Assereto, R., BRIGO, L., BRUSCA, C., OMENETTO, P. & ZUFFARDI, P.: Italian ore/mineral deposits related to emersion surfaces. — Mineral. Deposita (Berl.), 11, 170–179, Berlin 1976.
- Assereto, R. & KENDALL, CH. G. STC.: Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. — Sedimentology, 24, 153—210, Oxford 1977.
- BACHMANN, G. H. & JACOBSHAGEN, V.: Zur Fazies und Entstehung der Hallstätter Kalke von Epidauros (Anis bis Karn; Argolis, Griechenland). — Z. dt. geol. Ges., 123, 195—223, Hannover 1974.
- BARBIERI, G., ZANCHE, V., DI LALLO, E., MIETTO, P. & SEDEA, R.: Middle Triassic emersion phases in the Recoaro area (Vicentinian Alps, N. E. Italy). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 9, 523—531, Stuttgart 1977.
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. Jb. Geol. B.-A., 113, 189—245, Wien 1970.
- BAUER, F. K.: Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, Festschr. HEISSEL, 1—23, Innsbruck 1973.
- BAUMANN, A.: Zur Geologie der Piz Starlex-Gruppe (Val S-charl, GR/Val d'Avigna, Prov. Bolzano, Italien). — Eclogae geol. Helv., 69/1, 239-248, Basel 1976.
- BECHSTÄDT, T.: Zyklotheme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). — Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, Festschr. HEISSEL, 25–55, Innsbruck 1973.
- BECHSTÄDT, T.: Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 149, 1, 73—95, Stuttgart 1975 a.
- BECHSTÄDT, T.: Lead-zinc ores dependent on cyclic sedimentation (Wetterstein-limestone of Bleiberg-Kreuth, Carinthia, Austria). Mineral. Deposita (Berl.), 10, 234–248, Berlin 1975 b.
- BECHSTÄDT, T.: Sedimentologie und Diagenese des Wettersteinkalkes von Bleiberg-Kreuth. Ein Hinweis zur Genese der Blei-Zink-Erze. — Berg-Hüttenmänn. Mh., 120, 10, 466—471, Leoben 1975 c.
- BECHSTÄDT, T.: The lead-zinc deposit of Bleiberg-Kreuth (Carinthia, Austria): Palinspastic situation, paleogeography and ore mineralisation. — 3rd ISMIDA, Leoben 1977 (im Druck).
- BECHSTÄDT, T.: Probleme der Rauhwackenentstehung, diskutiert am Beispiel von Raibler Rauhwacken des Drauzuges (Österreich). In Vorbereitung.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olanger Dolomiten, Südtirol). — Beitr. Mikrofazies u. Strat. Tirol-Vorarlberg (Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck), 9—103, Innsbruck 1970.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. — Geol. Rdsch., 65, 2, 616—648, Stuttgart 1976.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K.: Middle Triassic block faulting in the Eastern and Southern Alps. — In: H. CLOSS & K. SCHMIDT (Ed.), Mediterranean orogens, Schweizerbart Verlag, Stuttgart, im Druck (a).
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K.: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart. Im Druck (b).
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 5/6, 1—74, Innsbruck 1974 a.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Fossillagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — In: H. ZAPFE (Ed.), Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 45–55, Wien 1974 b.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., 127, 271–289, Hannover 1976.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Ein Beitrag zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Gutensteiner Schichten in den östlichen Kalkvoralpen (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — In Vorbereitung.
- BECK-MANAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. In: Skizzen zum Antlitz der Erde. Kober Festschrift, 131—147, Hollinek Verl., Wien 1953.
- VAN BEMMELEN, R. W.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Erster Teil). Jb. Geol. B.-A., 100, 2, 179–212, Wien 1957.
- VAN BEMMELEN, R. W.: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen. Jb. Geol. B.-A., 104, 213–237, Wien 1961.
- VAN BEMMELEN, R. W. & MEULENKAMP, J. E.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Osterreich) (Dritter und letzter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 108, 213—268, Wien 1965.
- BERNOULLI, D.: Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente. — Beitr. geol. Kte. Schweiz, N. F. 118, 134 S., Bern 1964.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X.: From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. — In: BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (Ed.), Internat. sympos. on the structural history of the Mediterranean basins, 143—164, Editions Technip, Paris 1977.
- Bögel, H.: Zur Literatur über die "Periadriatische Naht". Verh. Geol. B.-A., 1975, 163-199, Wien 1975.
- BOSELLINI, A.: Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia-Tridentina, 15, 3, 72 S., Trento 1965.
- BosELLINI, A.: Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi meridionali durante il Giurassico-Cretaceo; sue possibili applicazioni agli Apennini. — Accad. Naz. Lincei, v. 370/183, 163—205, Roma 1973.
- BOSELLINI, A. & ROSSI, D.: Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 18, Reefs in time and space, 209—233, Tulsa 1974.
- BRANDNER, R.: "Südalpines" Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpindinarischen Grenze). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 143–162, Innsbruck 1972.
- BRANDNER, R.: Tetrapodenfährten aus der unteren Mitteltrias der Südalpen. Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, Festschr. HEISSEL, 57—71, Innsbruck 1973.
- BUGGISCH, W.: Die Grödner Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. — Geol. Rundsch., 67, 1, 149—180, Stuttgart 1978.
- BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F.: Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. — Geol. Rdsch., 65, 649—690, Stuttgart 1976.
- CERNY, I.: Zur Fazies und Blei/Zink-Verteilung im "Anis" der Karawanken. Carinthia II, 87, 59—78, Klagenfurt 1977.
- CHAIR, M. & THIEDIG, F.: Ein bedeutsamer Ammonitenfund in den Werfener Schichten (Skyth) der St. Pauler Berge in Ostkärnten (Österreich). — Der Karinthin, Folge 69, 60—63, Salzburg 1973.
- CHANNEL, J. E. T. & HORVATH, F.: The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for the Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. Tectonophysics, 35, 71—101, Amsterdam 1976.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 1965, 11-35, Wien 1965.

- COLINS, E.: Die tektonische Stellung des Dobratsch unter spezieller Berücksichtigung der Mikrofazies. — Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 149 S., Innsbruck 1975.
- COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 2, 1–43, Innsbruck 1974.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I). — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, 162, 279—294, Wien 1953.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (II). — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, 164, 131–144, Wien 1955.
- CROS, P. & LAGNY, PH.: Paléokarsts dans la Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales; importance stratigraphique et paléogéographique. — Sciences de la Terre, XIV, 2, 139-195, Nancy 1969.
- CZURDA, K.: Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 1, 235–250, Innsbruck 1972.
- CZURDA, K.: Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1973, 3, 397—409, Wien 1973.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L.: Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikons (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). — Beitr. Mikrofazies u. Stratigr. Tirol-Vorarlberg (Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck), 165—253, Innsbruck 1970.
- DE BOER, J.: The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy). Geologica Ultraiectina, 11, 178 S., Utrecht 1963.
- DE JONG, K. A.: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. — Geol. Rdsch., 56, 103—115, Stuttgart 1967.
- Dewey, J. F. & BIRD, J. M.: Mountain belts and the New Global Tectonics. J. Geophys. Res., 75, 14, 2625-2647, Washington 1970.
- DEWEY, J. F. & BURKE, K.: Hot spots and continental break-up: Implications for collisional orogeny. Geology, 2, 57-60, Boulder 1974.
- DEWEY, J. F., PITMAN, W. C., RYAN, W. B. F. & BONNIN, J.: Plate tectonics and the evolution of the Alpine systems. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137—3180, Boulder 1973.
- DIETRICH, V.: Plattentektonik in den Ostalpen, eine Arbeitshypothese. Geotekton. Forschg., 50, 1—84, Stuttgart 1976.
- Dösegger, R. & Müller, W. H.: Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung. — Eclogae geol. Helv., 69/1, 229-238, Basel 1976.
- DUNHAM, R. J.: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. HAM (Ed.), Classification of carbonate rocks, a symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, 108—121, Tulsa 1962.
- EISBACHER, G.: Primäre gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteins im Raume Innsbruck-Saalfelden. — Veröffentl. Ferdinandeum Innsbruck, 43, 133–141, Innsbruck 1963.
- ENDERS, P.: Beiträge zur Lithofazies und Paläogeographie des Wettersteinkalkes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Lech. — Unveröffentl. Diss. TU München, 152 S., München 1974.
- ENZENBERG, M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17 (1966), 5—50, Wien 1967.
- ENZENBERG-PRAEHAUSER, M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23 (1976), 163—180, Wien 1976.
- EPTING, M., UNLAND, W., SCHMIDT, K. & CHRISTODOULIDES, A.: Middle Triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy) and their significance for paleogeographic and paleostructural evolution. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, 1, 1-30, Stuttgart 1976.
- EXNER, C.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. Mitt. Geol. Ges. Wien, 64, 1–108, Wien 1972.
- EXNER, C. & SCHÖNLAUB, H. P.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. — Verh. Geol. B.-A., 1973, 357—365, Wien 1973.

- FABRICIUS, F. H.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., 113, 311–319, Hannover 1962.
- FABRICIUS, F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — Internat. sediment. petrogr. Ser., 9, 143 S., Brill Verl., Leiden 1966.
- FABRICIUS, F. H.: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. Geol. Rdsch., 56, 140—170, Stuttgart 1967.
- FABRICIUS, F. H.: Origin of marine oöids and grapestones. Contr. Sediment., 7, 113 S., Stuttgart 1977.
- FALKE, H.: Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich. — Verh. Geol. B.-A., 1972, 11—32, Wien 1972.
- FELLERER, R.: Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). Z. dt. geol. Ges., 116, 832—858, Hannover 1966.
- FENNINGER, A., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H. W., HOLZER, H. L. & SCHÖNLAUB, H. P.: Zur variscischen Orogenese in den Karnischen Alpen — eine Stellungnahme. — Verh. Geol. B.-A., 1974, A 149—A 153, Wien 1974.
- FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H. P., HOLZER, H. L. & FLAJS, G.: Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., 1976, 243—255, Wien 1976.
- FERRARA, G. & INNOCENTI, F.: Radiometric age evidences of a Triassic thermal event in the Southern Alps. Geol. Rdsch., 63, 2, 572—581, Stuttgart 1974.
- FISCHER, A. G.: The Lofer-cyclothems of the Alpine Triassic. In: D. F. MERRIAM (Ed.), Symposium on cyclic sedimentation, Kansas Geol. Surv. Bull., 169, 107—149, Topeka (Kansas) 1964.
- FISCHER, A. G.: Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. Verh. Geol. B.-A., 1965, 20-33, Wien 1965.
- FLÜGEL, E. & RAMOVS, A.: Fossilinhalt und Mikrofacies des Dachsteinkalkes (Ober-Trias) im Begunjščica-Gebirge, S-Karawanken (NW-Slovenien, Jugoslavien). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 287—294, Stuttgart 1961.
- FLÜGEL, H. W.: Eine neue Megalodontenfauna aus dem Hauptdolomit von Bleiberg, Kärnten. Carinthia II, 58/60, 126—129, Klagenfurt 1950.
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. Geol. Rdsch., 64, 1, 1—62, Stuttgart 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970–1975). Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1975, 7/8, 656–684, Stuttgart 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des Alpinen Variszikums. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977 (11), 659—674, Stuttgart 1977.
- FOETTERLE, F.: Mitteilung über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlen- und der Triasgebilde im südwestlichen Teile von Kärnten. Sitzungsber. vom 15. April 1856. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 7, 372—373, Wien 1856.
- FORNEY, G. G.: Permo-Triassic sea level change. J. Geol., 83, 773-779, Chicago 1975.
- FÖRSTER, H., SOFFEL, H. & ZINSSER, H.: Paleomagnetism of rocks from the Eastern Alps from north and south of the Insubrian line. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 149, 1, 112—127, Stuttgart 1975.
- FRISCH, J.: Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhalter Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. — Jb. Geol. B. A., 118, 75—117, Wien 1975.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. Geol. Rdsch., 65, 2, 375—393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen eine plattentektonische Rekonstruktion — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 203—215, Wien 1977.
- FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. Carinthia II, 151, 52—57, Klagenfurt 1961.
- FRITSCH, W. & STREHL, E.: Amethyst aus den Vulkaniten der Villacher Alpe (Dobratsch). Carinthia II, 71, 67—69, Klagenfurt 1961.

- FÜCHTBAUER, H.: Der Einfluß des Ablagerungsraumes auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. — Sediment. Geol., 1, 159—179, Amsterdam 1967.
- GERMANN, K.: Reworked dolomite crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as indicators of early supratidal dolomitization and lithification. — Sedimentology, 12, 257—277, Amsterdam 1969.
- GEYER, G.: Zur Stratigraphie der Gailthaler Alpen in Kärnten. Verh. k. k. Geol. R.-A., 1897, 114-127, Wien 1897.
- GEYER, G.: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten. Jb. k. k. Geol. R.-A., 47, 295—364, Wien 1898.
- GEYER, G.: Geologische Aufnahme im Weißenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). — Verh. k. k. Geol. R.-A., 1901, 113—139, Wien 1901 a.
- GEYER, G.: Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. Verh. k. k. Geol. R.-A., 1901, 338-359, Wien 1901 b.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte 1:75.000, Oberdrauburg-Mauthen. 85 S., Verlag der k. k. Geol. R.-A., Wien 1901 c.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie, 1:75.000, Blatt Oberdrauburg und Mauthen, Nr. 5350, Zone 19, col. VIII, Verlag der k. k. Geol. R.-A., Wien 1901 d.
- GEYER, G.: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. Verh. k. k. Geol. R.-A., 1903, 165—195, Wien 1903.
- GEYSSANT, J.: La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner-Tyrol, Autriche). Bull. Soc. Geol. France, (7) 12 (1970), 426—430, Paris 1972.
- GEYSSANT, J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. — Verh. Geol. B.-A. 1973, 8, 377–396, Wien 1973.
- GIESE, P., GÜNTHER, K. & REUTTER, K.-J.: Versuch einer Synthese zwischen dem geotektonischen Bauplan und der Krustenstruktur der Alpen. — "Unternehmen Erdmantel", DFG Forschungsber., 330—335, Wiesbaden 1972.
- GROSCURTH, J. & REUTTER, K. J.: Beziehungen zwischen Rauhwackenbildung und Deckenbau im Nordapennin. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 449–465, Stuttgart 1977.
- GUHL, M.: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Kalkstein in den Villgrater Alpen (Osttirol). — Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. München, 90 S., München 1974.
- GUMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., Perthes Verl., Gotha 1861.
- GÜMBEL, C. W. v.: Die Dachsteinbivalve (Megalodon triqueter) und ihre alpinen Verwandten. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 45, 326–377, Wien 1862.
- GÜNTHER, K.: Ergebnisse meeresgeologischer und geophysikalischer Untersuchungen in der nördlichen Tyrrhenis und im Ligurischen Meer und ihre Konsequenzen für die Deutung der Orogenese des Nordapennin. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, 3, 265—296, Stuttgart 1973.
- HALLAM, A.: Gyrochorte and other trace fossils in the Forest Marble (Bathonian) of Dorset, England. — In: T. P. CRIMES & J. C. HARPER (Ed.), Trace fossils. Geol. J., Spec. issue 3, 189—200, Seel House Press, Liverpool 1970.
- HARSCH, W.: Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., 121, 253—272, Hannover 1970.
- HAUER, F. v.: Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten der Sektion IV der k. k. geologischen Reichsanstalt im Sommer 1885. — Jb. Geol. R.-A., 6, 741—749, Wien 1855.
- HAUER, F. v.: Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Jb. k. k. Geol. R.-A., 22, 149—228, Wien 1872.
- HAUSER, C.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Kreuzbergstraße und Reisskofel (Kärnten). Mikrofazielle Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk der zentralen Gailtaler Alpen (Kärnten). — Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 164 S., Innsbruck 1975.
- HEDBERG, H. D. (Ed.): International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and precedure. 220 S., Verl. Wiley, Chichester (Sussex) 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. Geol. Rdsch., 65, 2, 459—482, Stuttgart 1976.

- HERAK, M.: Paläogeographie und Fazies-Entwicklung während der Trias in den Dinariden Kroatiens. — In: H. ZAPFE (Ed.), Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 2, 101—106, Wien 1974.
- HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. In: F. X. SCHAFFER (Ed.), Geologie von Österreich, 232—300, Deuticke Verl., Wien 1951.
- HERITSCH, H & PAULITSCH, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. Jb. Geol. B.-A., 101, 191—200, Wien 1959.
- HERZ, N & SAVU, H.: Plate tectonic history of Romania. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1429—1440, Boulder 1974.
- VAN HILTEN, D.: Geology and Permian paleomagnetism of the Val-di-Non area, W. Dolomites, N. Italy. — Geologica ultraiectina, 5, 1—95, Utrecht 1960.
- HIRSCH, F.: Etude stratigraphique du Trias moyen de la Région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F. 80, 73 S., Zürich 1966.
- HOFMANN, W.: Zur Lithofazies und Paläogeographie der Raibler Schichten in den Südtiroler Dolomiten und den östlich angrenzenden Karnischen Alpen (Italien). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Osterr., 21, 225—234, Innsbruck 1972.
- Höll, R. & MAUCHER, A.: The stratabound ore deposits in the Eastern Alps. In: K. H. Wolf (Ed.), Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, vol. 5, 1—36, Elsevier Verl., Amsterdam 1976.
- HOLLER, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia II, Sonderh. 7, 1—82, Klagenfurt 1936.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 96, 69—75, Wien 1951.
- HOLLER, H.: Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. Carinthia II, 70, 2, 63—75, Klagenfurt 1960.
- HOLLER, H.: Eine Monographie des Bleiberger Bruches. Carinthia II, Sonderh. 32, 92 S., Klagenfurt 1974.
- HOLLER, H.: Gedanken zum Bau des Dobratsch in den östlichen Gailtaler Alpen. Carinthia II, 86, 43—55, Klagenfurt 1976.
- HOLLER, H.: Geologisch-tektonische Aufnahmen westlich der Bleiberger Lagerstätte (1947– 1955). – Carinthia II, Sonderh. 33, 97 S., Klagenfurt 1977.
- JACOBSHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias I: Die Grenze Ladin-Karn. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 477–483, Stuttgart 1961.
- JACOBSHAGEN, V.: Die Trias der mittleren Ost-Ägäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden. — Z. dt. geol. Ges., 123, 445—454, Hannover 1972.
- JACOBSHAGEN, V. & OTTE, O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). — Geologica et Paleontologica, 2, 97–107, Marburg 1968.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. Verh. Geol. B.-A., 1965, Sonderh. G, 171—183, Wien 1965.
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica, 56, 3—102, München 1966.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, Sonderh. 16, 1-78, Klagenfurt 1953.
- KARAGOUNIS, K.: Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpaß, Spöltal und Val del Gallo im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). — Ergebn. wiss. Unters. schweizer. Nationalpark, N. F. 7, 48, 373—452, Chur 1962.
- KAUFFMANN, G.: Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen ägäischen Inseln. – Z. dt. geol. Ges., 127, 387–398, Hannover 1976.
- KLEMM, D. D., LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Results of geochemical and tectonic investigations within the Greiner- and Zentralgneis-Series of the Zillertaler Alps. — Zusammenfassg., Symposium "Geodynamics and Geotraverses around the Alps", Salzburg 1977.
- KOBEL, M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). — Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F. 118, 149 S., Zürich 1969.

8

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. - 283 S., Borntraeger Verl., Berlin 1923.

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. - 204 S., Springer Verl., Wien 1938.

- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl., 379 S., Verl. Deuticke, Wien 1955.
- KODSI, M. & FLÜGEL, H. W.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. Carinthia II, 80, 7–17, Klagenfurt 1970.
- Köhler, M.: Mikrofazielle, geochemische und paläogeographische Untersuchungen des Plattenkalkes und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten). — Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, Festschr. HEISSEL, 129—180, Innsbruck 1973.
- KÖNIG, H.: Geologie des Kellerberges (Gailtaler Alpen, Kärnten) und Mikrofazielle Untersuchungen im Grenzbereich Zwischendolomit/Plattenkalk (Anis der Gailtaler Alpen, Kärnten). — Unveröffentl. Diplomarbeit Geowiss. Fakultät Univ. Freiburg i. Br., 89 S., Freiburg 1975.
- Kostelka, L.: Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und ihrer Umgebung. Carinthia II, Sonderh. 28, Festschr. KAHLER, 283—289, Klagenfurt 1971.
- KOSTELKA, L. & SIEGL, W.: Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zink-Vererzung in den Drau-Kalkalpen. — Sympos. internaz. giacim. minerari Alpi, 127—134, Trento 1966.
- Kozur, H. & Mostler, H.: Die Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung in der Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 2, 777—810, Innsbruck 1972.
- KRANZ, J. R.: Die Strontium-Verteilung in den Arlbergschichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg)/Nördliche Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1973, 170—187, Stuttgart 1973.
- KRAUS, E.: Der Abbau der Gebirge. Bd. 1, Der alpine Bauplan. 352 S., Borntraeger Verl., Berlin 1936.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. I. Bd., 552 S., II. Bd., 489 S., Akademie Verlag, Berlin 1951.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — Jb. Geol. B.-A., 112, 81—152, Wien 1969.
- KRAUS, O. & OTT, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. histor. Geol., 8, 263—290, München 1968.
- KRAUTER, E.: Zur Genese rauhwackiger Breccien der alpinen Trias an Beispielen aus der Schweiz und Österreich. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, 7, 1—12, Innsbruck 1971.
- KRYSTYN, L.: Die Tirolites-Fauna der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, 183, 29—50, Wien 1974.
- KUBANEK, F.: Sedimentologie des Alpinen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). — Unveröffentl. Diss. TU Berlin, 202 S., Berlin 1969.
- LAGNY, PH.: Émersions médiotriasiques et minéralisations dans la région de Sappada (Alpes orientales italiennes): Le gisement de Salafossa, un remplissage paléokarstique plombozincifère. — Thèse Univ. Nancy I, 366 S., Nancy 1974.
- LAHUSEN, L.: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol/Osterreich. — Mineral. Deposita (Berl.), 7, 31—60, Berlin 1972.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D. D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). — Geol. Rdsch., 65, 2, 436—459, Stuttgart 1976.
- LAUBSCHER, H. P.: Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. Schweizer. Min. Petr. Mitt., 50, 565—596, Zürich 1970.
- LAUBSCHER, H. P.: The large scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and it's palinspastic implications. — Amer. J. Sci., 271, 3, 193—226, New Haven 1971 a.
- LAUBSCHER, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. Geol. Rdsch., 60, 813-833, Stuttgart 1971 b.

LEINE, L.: Rauhwacken und ihre Entstehung. - Geol. Rdsch., 60, 488-524, Stuttgart 1971.

- LE PICHON, X., SIBUET, J.-C. & FRANCHETEAU, J.: The fit of the continents around the North Atlantic ocean. Tectonophysics, 38, 169—209, Amsterdam 1977.
- LOESCHKE, J., Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/ Karawanken/Österreich). — Oberrhein. Geol. Abh., 19, 73—100, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretation. — Geol. Rdsch., 64, 62—74, Stuttgart 1975.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. — Z. dt. geol. Ges., 128, 185–207, Hannover 1977.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken. Z. dt. geol. Ges., 122, 145—156, Hannover 1971.
- LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Osterreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, 115—138, Stuttgart 1973.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol., 72, 68—83, Chicago 1964.
- LOWENSTAM, H.: Niagaran reefs of the Great Lakes area. J. Geol., 58, 4, 430—487, Chicago 1950.
- LOWRIE, W. & ALVAREZ, W.: Rotation of the Italian Peninsula. Nature, 251, 285—288, London 1975.
- MARIATTI, A.: Précisions sur la stratigraphie des Lienzer Dolomiten. Hypothéses sur les relations paléogeographiques entre les Alpes meridionales: conséquences structurales. — Géologie Alpine, 48, 121—129, Grenoble 1972.
- MASSON, H.: Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. Eclogae geol. Helv., 65, 1, 27—41, Basel 1972.
- MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W.: Palaeomagnetic data from the central part of the Northern Calcarous Alps, Austria. Z. Geophys., im Druck.
- MCRAE, S. G.: Glauconite. Earth Sc. Rev., 8, 397-440, Amsterdam 1972.
- MEISCHNER, K. D.: Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. Dev. Sedimentol., 3, Turbidites, 156—191, Elsevier Verl., Amsterdam 1964.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). — Eclogae geol. Helv., 60, 2, 537—541, Basel 1967.
- MILLER, H., GEBRANDE, H. & SCHMEDES, E.: Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen-Längsprofiles. — Geol. Rdsch., 66, 2, 289—308, Stuttgart 1977.
- MISIK, M., MOCK, R. & SYKORA, M.: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. Geologicky Zbornik — Geologica Carpathica, 28, 1, 27–69, Bratislava 1977.
- MÖRNER, N. A.: Eustasy and geoid changes. J. Geol., 84, 123—151, Chicago 1976.
- Mostler, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. Verh. Geol. B.-A., 1972, 143—149, Wien 1972 a.
- Mostler, H.: Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 2, 729—744, Innsbruck 1972 b.
- Mostler, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raum zwischen Wörgl und Hochfilzen. Verh. Geol. B.-A., 1972, 155—162, Wien 1972 c.
- Mostler, H.: Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). Verh. Geol. B.-A., 1972, 171—174, Wien 1972 d.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). — Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, Festschr. HEISSEL, 237—266, Innsbruck 1973.
- Mostler, H. & Rossner, R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 2, 1—44, Innsbruck 1977.

- MOSTLER, H. & SCHEURING, B.: Mikrofloren aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Kenpersedimentation im Germanischen Raum. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 4, 1—35, Innsbruck.
- MÜLLER, P.-J.: Zur Geologie des Raumes zwischen Reißkofel und Jauken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies mitteltriadischer Becken- und Plattform Sedimente. — Unveröffentl. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 154 S., Innsbruck 1977.
- Müller, St., Egloff, R. & Ansorge, J.: Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotraverse. — Schweizer. mineral. petrogr. Mitt., 56, 685--692, Zürich 1976.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentary petrologic investigation of the Upper Triassic "Hauptdolomite" of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. — In: G. MÜLLER & G. M. FRIED-MAN (Ed.), Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe, 228—239, Springer Verlag, Berlin 1968.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. — Beitr. Mikrofazies u. Stratigr. Tirol-Vorarlberg (Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck), 255—308, Innsbruck 1970.
- NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des Alpinen Muschelkalkes in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten) und Geologie der westlichen Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. — Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 98 S., Innsbruck 1975 a.
- NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des alpinen Muschelkalkes in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten). — Carinthia II, 85, 37—60, Klagenfurt 1975 b.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariscischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, E. CLAR Festschr., 105—126, Wien 1975.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über Mineralisationen der postvariscischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. — Ann. naturhistor. Mus. Wien, 78, 141—150, Wien 1974.
- NIEDERMAYR, G., SUMMESBERGER, H. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über zwei Coelestinvorkommen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen, Kärnten. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 79, 1—7, Wien 1975.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. Jb. Geol. B.-A., 106, 1—88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. Verh. Geol. B.-A., 1964, 47—52, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — Geol. Rdsch., 62, 1, 96—106, Stuttgart 1973.
- OHLEN, H. R.: The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. Unveröffentl. Diss. Univ. Princeton, 122 S., Princeton N. Y. 1959.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 131, 96 S., München 1967.
- OTT, E.: Die Kalkalgen Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten Chronologie. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 81—115, Stuttgart 1972 a.
- OTT, E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 1, 455—464, Innsbruck 1972 b.
- OTTE, O.: Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Großen Walsertales (Österreich). — Diss. Geowiss. Fak. Freie Univ. Berlin, 195 S., Berlin 1972.
- PICHLER, A.: Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. Jb. k. k. Geol. R.-A., 7, 717—738, Wien 1856.
- PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen. Z. dt. geol. Ges., 110, 205—215, Hannover 1959.
- PISA, G.: Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias (nach Arbeiten von Assereto, BOSEL-LINI, CASATI, GAETANI, LEONARDI, NARDIN, PIA, PISA und ROSSI). — In: H. ZAPFE (Ed.), Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Usterr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 2, S. 160, Springer Verlag, Wien 1974.

- PREMRU, U.: Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Trias im geologischen Bau der mittleren Savefalten. — Geologija, Razprave in Poročila, 17, 261—297, Ljubljana 1974.
- PREY, S.: Bericht 1954 über geologische Untersuchungen im Gebiete des Ferlacher Horns (Karawanken, Kärnten). — Verh. Geol. B.-A., 1955, 61—63, Wien 1955.
- PRINZINGER, H.: Geologische Notizen aus der Umgebung des Salzbergwerkes zu Hall in Tirol. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 6, 328—350, Wien 1855.
- PURDY, E. G.: Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies. J. Geol., 71, 472-497, Chicago 1963.
- PURSER, B. H. (Ed.): The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. 471 S., Springer Verl., Berlin 1973.
- PURSER, B. H. & EVANS, G.: Regional sedimentation along the Trucial coast, SE Persian Gulf. In: B. H. PURSER (Ed.), The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea, 211–231, Springer Verl., Berlin 1973.
- RAMOVS, A.: Biostratigrafske značilostni triasa v Sloveniji. Biostratigraphische Charakteristik der Trias in Slowenien. — Geologija, Razprave in Poročila, 16, 379—388, Ljubljana 1973.
- RAMOVS, A.: Die Trias in Jugoslawien. In: H. ZAPFE (Ed.), Die Stratigraphie der alpinmediterranen Trias, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 2, 161—165, Springer Verl., Wien 1974.
- RICHTER, D. K. & ZINKERNAGEL, U.: Petrographie des "Permoskyth" der Jaggl-Plawen-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden-Lumineszenz-Untersuchungen. — Geol. Rdsch., 64, 3, 783—807, Stuttgart 1975.
- RICHTER, R.: Marken und Spuren aus alten Zeiten. I: Wühlgefüge durch Kot-gefüllte Tunnel (*Planolites montanus* n. sp.) aus dem Ober-Karbon der Ruhr. — Senckenbergiana, 19, 150— 159, Frankfurt 1939.
- RICHTHOFEN, F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jb. k. k. Geol. R.-A., 10, 72–137, Wien 1859.
- RIEBER, H.: Cephalopoden aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz) Schweizer. Paläont. Abh., 93, 1—96, Basel 1973.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magda lensberg (Umgebung des Christophberges), Kärnten – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14–15, 229–266, Wien 1965.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 19, 195—214, Wien 1970.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & NIEDERMAYR, G.: Geologische, feinstratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Karbon-Perm des Drauzuges. — Internat. Sympos. "Geodynamik der Ostalpen", S. 22, München/Salzburg 1975 (als Ms. vervielf.).
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). — Verh. Geol. B.-A., 1972, 127—138, Wien 1972.
- Rossner, R.: Neuere Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern (Salzburg, Österreich). — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1973, H. 9/10, 708—756, (418—466), Stuttgart 1974.
- Rossner, R.: Neue Daten zur Mikrofazies und Mikrofauna der karbonatischen zentralalpinen Trias der Nördlichen Radstädter Tauern. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976, 541—557, Stuttgart 1976.
- RossNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich). — Unveröffentl. Habil.-schr. Geowiss. Fachber. Univ. Erlangen, 249 S., Erlangen 1977.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. Z. dt. österr. Alpenvereins, 19, 401—470, München 1888.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 119—162, Wien 1965.

- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck, Ber. natur-wiss.-med. Vereines, 54, 33-59, Innsbruck 1966.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rdsch., 56, 116—127, Stuttgart 1967.
- SCHAUBERGER, O., ZANKL, H., KÜHN, R. & KLAUS, W.: Die geologischen Ergebnisse der Salzbohrungen im Talbecken von Bad Reichenhall. — Geol. Rdsch., 65, 2, 558—579, Stuttgart 1976.
- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Geologie und geochemische Verteilung von Blei und Zink in den östlichen Gailtaler Alpen (Graslitzen-Kobesnock), Kärnten, Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17, 51—72, Wien 1967.
- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & NIEDERMAYR, G.: Vorläufiger Bericht über die, durch neue Pflanzenfunde belegte, postvariscische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 77, 115—123, Wien 1973.
- SCHERREIKS, R.: Stratigraphie und Faziesentwicklung der Norischen Kalk-Dolomit-Folge (Hauptdolomit) der Östlichen Lechtaler Alpen. — Diss. Univ. München, 79 S., München 1971.
- SCHINDLMAYR, W.-U.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauls und Stilfes in Südtirol. — Diss. Univ. München, 113 S., München 1968.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13, 41—120, Wien 1963.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, 66/67, 165—193, Wien 1974.

SCHMID, S.: Geologie des Umbrailgebietes. — Eclogae geol. Helv., 66, 1, 101–210, Basel 1973.

- SCHMIDEGG, O.: Über geregelte Wachstumsgefüge. Jb. Geol. B.-A., 78, 1—52, Wien 1928.
- SCHNEIDER, H.-J.: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 66, 37 S., München 1954.
- SCHRIEL, W.: Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 93, 145—176, Stuttgart 1951.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., Erlangen 1968.
- SCHULER, G.: Zur Schwer- und Leichtmineralführung des Unteren Keupers in Süddeutschland und der Raibler Schichten in den Ostalpen. — Geol. Bl. NO-Bayern, 21, 108—127, Erlangen 1971.
- SCHULZ, O.: Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). — Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Sitzungsber., 1968, 113—139, München 1969.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. — Verh. Geol. B.-A., 1970, 2, 165—229, Wien 1970.
- SCHULZ, O.: Wirtschaftlich bedeutende Zinkanreicherung in syndiagenetischer submariner Deformationsbreccie in Kreuth (Kärnten). — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 20, 280—295, Wien 1973.
- SCHULZ, O.: Resedimentbreccien und ihre möglichen Zusammenhänge mit Zn-Pb-Konzentrationen in mitteltriadischen Sedimenten der Gailtaler Alpen (Kärnten). — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 22, 130-157, Wien 1975.
- Schweizer Geologische Kommission (Arbeitsgruppe für stratigraphische Terminologie): Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. — Eclogae geol. Helv., 66, 2, 479—492, Basel 1973.
- SIEGL, W.: Die oberkarnische Blei-Zink-Vererzung im Rubland-Verbindungsstollen nördlich von Kreuth. Berg-Hüttenmänn. Mh., 120, 10, 471—474, Wien 1975.
- SIEWERT, W.: Zur Tektonik einiger Gebiete in der Umgebung der Periadriatischen Naht in Kärnten (Österreich). — Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F. 69, 185—196, Stuttgart 1973.

- SIEWERT, W.: On the structural pattern of the Karawanken mountains (Carinthia, Austria) based on statistical tectonics. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, 3, 179—191, Stuttgart 1978.
- Soffel, H.: Anticlockwise rotation of Italy between the Eocene and Miocene: Paleomagnetic evidence from the Colli Euganei, Italy. Earth and Planet. Sci. Let., 17, 207—210, Amsterdam 1972.
- SOFFEL, H.: The anticlockwise rotation of Italy during Lower Oligocene, paleomagnetic evidence from age dated volcanics of the Monti Lessini, Italy. — Commis. internat. Explor. Sci. Mer Medit., Rapp. P. V., 23, 4 A, 59-60, Monaco 1975 a.
- SOFFEL, H.: The paleomagnetism of the Permian effusives near St. Anton, Vorarlberg (Austria) and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps through 60°. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 375—384, Stuttgart 1975 b.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Kte. Schweiz, N. F. 52, 272 S., Bern 1924.
- STREHL, E.: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). Carinthia II, 70, 28—35, Klagenfurt 1960.
- STRUCL, I.: Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken. — Geologija, Razprave in Poročila, 13, 5—20, Ljubljana 1970.
- STRUCL, I.: On the geology of the eastern part of the Northern Karawankes with special regard to the Triassic lead-zinc-deposits. — In: G. MÜLLER (Ed.), Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook, VIII Intern. Sediment. Congr., 285—301, W. Kramer Verl., Frankfurt 1971.
- STRUCL, I.: Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople. Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Blei-Zink-Vererzungen in den Anisschichten von Topla. — Geologija, Razprave in Poročila, 17, 299–397, Ljubljana 1974.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. 654 S., Verlag d. Geognost.-Montanist. Ver. Stmk., Graz 1871.
- SUESS, E. & MOJSISOVICS, E. v.: I. Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 18, 167—200, Wien 1868.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Stratotypus des Anis (Trias). Geologische Beschreibung des Profiles von Großreifling (Steiermark). — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 76, 515—538, Wien 1972.
- TEBBUTT, G. E., CONLEY, C. D. & BOYD, D. W.: Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. Contr. Geol., 4, 1, 1–13, Laramie 1965.
- TELLER, F.: Die Triasbildungen der Kosuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailtaler Dolomites des Vellach Thales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. — Verh. k. k. Geol. R.-A., 1887, 261—268, Wien 1887.
- TELLER, F.: Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen) (in vier Blättern), 1:75.000. — Verl. k. k. Geol. R.-A., Wien 1895 a.
- TELLER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). 262 S., Verlag der k. k. Geol. R.-A., Wien 1895 b.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Géol. France, IV Ser., 3, 711-765, Paris 1903.
- THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCH, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens. — Verh. Geol. B.-A., 1974, 2-3, 269-279, Wien 1975.
- TICHY, G.: Beitrag zur Triasfauna von Bleiberg (Gailtaler Alpen, Kärnten) mit besonderer Berücksichtigung der Megalodontiden. — Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 264 S., Wien 1972.
- TICHY, G.: Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven). — In: H. ZAPFE (Ed.), Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 2, 177—182, Springer Verlag, Wien 1974.
- TICHY, G.: Fossilfunde aus dem Hauptdolomit (Nor, Trias) der östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 79, 57—100, Wien 1975 a.

- TICHY, G.: Der erste körperlich erhaltene Kieselschwamm (Tremadictyon cf. roemeri) aus der Trias (Anis) der Alpen. — Verh. Geol. B.-A., 1975, 2—3, 67—73, Wien 1975 b.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). Verh. Geol. B.-A., 1956, 146—164, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 9, 57—73, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 10, 3—62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. Geol. Rdsch., 50, 505—516, Stuttgart 1960.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. 256 S., Deuticke Verl., Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. Verh. Geol. B.-A., 1965, Sonderh. G, 103—133, Wien 1965.
- TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 18, 207—248, Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. Geologie, 18, 1131—1155, Berlin 1969.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. — Verh. Geol. B.-A., 1970, 324—345, Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse über die Triasstratigraphie der Ostalpen. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 1, 65—113, Innsbruck 1972.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150, 19—43, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — 580 S., Deuticke Verl., Wien 1976 a.
- TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil III. Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. — 449 S., Deuticke Verl., Wien 1976 b.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. 766 S., Deuticke Verl., Wien 1977.
- Tozer, E. T.: A standard for Triassic time. Can. Geol. Surv. Bull., 146, 103 S., Ottawa 1967.
- TRAMMER, J.: Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. — Acta Geol. Polonica, 25, 2, 179—216, Warszawa 1975.
- TRÜMPY, R.: Apercu general sur la géologie des Grisons. In: R. TRÜMPY & D. HACCARD, Reúnion extraordinaire de la Sociéte Géologique de France. Les Grisons. Compte Rendu Sommaire Soc. Géol. France, 1969, 329-364, Paris 1969.
- TRÜMPY, R.: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. Amer. J. Sc., 275-A, 209—238, New Haven (Conn.) 1975.
- TRÜMPY, R.: Du Pèlerin aux Pyrénées. Eclogae geol. Helv., 69, 2, 249-264, Basel 1976.
- TRÜMPY, R. & DÖSEGGER, R.: Permian of Switzerland. In: H. FALKE (Ed.), Rotliegend. Essays on European Lower Permian. Internat. Sediment. Petrograph. Ser., XV, 189—215, Brill Verl., Leiden 1972.
- TURINSKY, F.: Zur Geologie der Kesselspitze (Brennermesozoikum), Tirol/Österreich. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, 9/10, 1—41, Innsbruck 1976.
- URLICHS, M.: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 2, 661—710, Innsbruck 1972.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — Geologica Bavarica, 17, 56-88, München 1953.
- WAGNER, L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. — Unveröffentl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 202 S., Wien 1970.
- WARCH, A.: Weitere triadische Tuffe und Tuffite in den zentralen Gailtaler Alpen. Carinthia II, 76, 141—157, Klagenfurt 1966.
- WARCH, A.: Die Permotrias der nördlichen Gailtaler Alpen. Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 171 S., Innsbruck 1973.
- WASCHER, W.: Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 205 S., Wien 1969.

- WESTRUP, J.: Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). Diss. Univ. Marburg/Lahn, 152 S., Marburg/Lahn 1970.
- WIEDMANN, J.: Ammoniten-Nuklei aus Schlämmproben der nordalpinen Obertrias ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 2, 561—622, Innsbruck 1972.
- WILSON, J. L.: Carbonate facies in geologic history. 471 S., Springer Verlag, Berlin 1975.
- WÖHRMANN, S. v.: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 39, 181—258, Wien 1889.
- WOLFF, H.: Zur Rät-Fazies des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. histor. Geol., 7, 227–243, München 1967.
- WOLFF, H.: Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 246—274, Stuttgart 1973.
- ZACHER, W.: Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. histor. Geol., 6, 213–228, München 1966.
- ZANFERRARI, A.: On the occurence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976, 2, 109-117, Stuttgart 1976.
- ZANKL, H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 519, 1—123, Frankfurt 1969.
- ZANKL, H.: Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. In: G. MÜLLER (Ed.), Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook, VIII Internat. Sedimentological Congr. 1971, 147—185, W. Kramer Verl., Frankfurt 1971.
- ZAPFE, H. (Ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 251 S., Springer Verl., Wien 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. Februar 1978.

Schlüsselwörter

Oberösterreich Kohle Molasse

Tonpetrologie

Tertiär

## Sedimentologische Analyse und Ablagerungsmodell der miozänen Kohlenmulden der oberösterreichischen Molasse

#### Von Kurt Czurda \*)

#### Mit 21 Abbildungen und 2 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 45, 48

#### INHALT

Zusammenfassung	3
Summary	4
1. Einleitung	4
2. Generelle geologische und stratigraphische Situation	5
3. Sedimentologische Parameter und Methodik	7
3.1. Mineralogische Analyse	9
3.2. Kationenaustauschkapazität und Bestimmung der austauschbaren	
Kationen	1
3.3. Benzidin-Reaktion	1
3.4. Methylenblauwert	2
4. Sedimentologie der Trimmelkamer Kohlenmulden	,
41. Mineralbestand	2
411 Montmorillonit-Zone	3
412 Kaolinit-Zone	4
4.2 Verteilung der Sedimentfraktion	т 7
4.2. Thermospalies 12	, 0
5. Sedimentelogia der Kohlennulde Heeren Düdrer (Heurrudt Kohle) 14(	0
5. Sedimentologie der Komenmulde Flaager Kucken (Flausruck Kome) 140	J 1
$5.1. \text{ WineralDestand} \qquad . \qquad $	1
5.1.1. Nicht-Ionminerale $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $14$	1
5.1.2. 10nminerale	3
5.1.3. Mineralfazies-Indikatoren	3
5.2. Korngrößenanalyse	3
6. Ausmaß und Lage der Kohlenmulde Haager Rücken	3
7. Ablagerungsmodell und paläogeographische Situation der Kohlenmulden . 140	6
Zitierte Literatur	3

#### Zusammenfassung

Die miozänen Kohlevorkommen der oberösterreichischen Molasse sind teils inkohlte Treibholzanhäufungen in kleinen Teilbecken eines Paläoreliefs in der voralpinen Paratethys-Senke, teils inkohlte Mischwälder, die an Ort und Stelle einsedimentiert worden sind. Nach

<sup>\*)</sup> Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. KURT CZURDA, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, 6020 Innsbruck.

Regression des Meeres im Ottnangien süßten die vor allem durch die Alpenflüsse gespeisten Restseebecken allmählich aus und die Feinstklastika deckten die Lagen organischer Substanz ab. Aolische Ascheneinstreuungen, die sich durch Na-Montmorillonit und Sanidin als vulkanogen ausweisen, beteiligten sich am Sedimentationsprozeß und eignen sich als Leithorizonte bei der Kohleprospektion. Das Ablagerungsmodell gilt sowohl für die Trimmelkammer wie auch für die Hausruck Kohle, wenn man von der zeitlich beschränkten vulkanogenen Beeinflussung absieht. Dieses Ereignis ist auf den Zeitraum zwischen Badenien (hangend der Trimmelkamer Kohle) und Pannonien (liegend der Hausruck Kohle) einzuengen.

#### Summary

The occurence of miocene coal seams of the upper Austrian molasse formation is due partly to driftwood accumulations within small partial basins of the "northalpine" paratethys trough, partly to in situ flooded mixed wood stands. During the Ottnangien the startet to retract and finally a lake district, drained by rivers from the alps, has developed. Clay layers packed the strata of organic matter. Acolic ash falls, proved by sodium montmorillonites and sanidine, took part in the sedimentation process and are suitable for index layers in the coal prospecting geology. This sedimentation model concern the coal of the Trimmelkam district as well as the Hausruck district. The volcanic influence is limited to the layers above the Trimmelkam coal (Badenien) to the underclays of the Hausruck coal (Pannonien).

#### 1. Einleitung

Die einzigen in Österreich noch umgehenden Bergbaue auf Braunkohle in der Vorlandmolasse befinden sich in Oberösterreich: das Trimmelkamer Kohlenrevier südlich des oberen Weilhart Forstes und das Hausruck Kohlenrevier der Umgebung Thomasroith-Ampfelwang. Die Trimmelkamer Kohle wird von der SAKOG (Salzach-Kohlenbergbau-Ges. m. b. H.) und die Hausruck Kohle von der WTK (Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks-AG.) abgebaut. Die Produktion beider Betriebe ist vornehmlich auf den Bedarf kalorischer Kraftwerke abgestimmt.

Im Jahre 1976 haben beide Firmen mit neuen Explorationsprojekten zur Erweiterung ihrer gegenwärtigen Abbaufelder begonnen. Die Exploration der SAKOG ist vor allem auf den südlichen Weilhart Forst konzentriert, die der WTK auf den Haager Rücken. Geophysikalische Meßergebnisse im Verein mit geologisch-sedimentpetrographischen Analysen und Computer-Karten haben zur Erstellung von Bohrnetzen geführt, die aufgrund von Bohrkernen zu einem paläogeographischen Bild über die Verteilung neuer Kohlenmulden führen sollen. Das Bohrprogramm am Haager Rücken ist abgeschlossen und hat die abbauwürdige Kohlenmulde "Haager Rücken Nord" erbracht. Das Bohrprogramm Weilhart Forst ist angelaufen und läßt noch keine Schlüsse zu.

Die reichlich vorhandenen Bohrkerne aus früheren Bohrungen des Trimmelkamer Reviers und das Kernmaterial der jüngst niedergebrachten Bohrungen am Haager Rücken haben eingehendere sedimentologische und geochemische Analysen ermöglicht, die in der vorliegenden Arbeit behandelt und unter Mitverwendung vorhandener Literatur sowie älterer geologisch-stratigraphischer Daten zu einem paläogeographischen Modell geführt haben.

Die Lokation der betreffenden Kohlenreviere einschließlich des Höring-Munderfinger und des Radegunder Flözes, die zeitlich und räumlich zwischen der Trimmelkamer und der Hausruck Kohle liegen aber nicht bearbeitet wurden, ist in Abb. 1 dargestellt.

Ein Teil der Ergebnisse resultiert aus meiner Konsulententätigkeit für die SAKOG und die WTK und ist in drei Gutachten an die genannten Firmen enthalten (siehe Literaturverzeichnis). Ich danke den beiden Firmen für die Bereitstellung des Kern- und Archivmaterials und für die Genehmigung zur Veröffentlichung der Daten.

Frau Dr. Maria Heinrich, Geologische Bundesanstalt Wien, danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich sei für die Bereitstellung von finanziellen Mitteln gedankt, da die weiterführenden Untersuchungen im Rahmen des Projektes 2278 durchgeführt wurden.



Abb. 1: Lageskizze der O. Ö. Kohlereviere. Trimmelkamer Flözgruppe = Badenien, Höring-Munderfinger Flöz = Sarmatien, Kohlenrevier Hausruck = Pannonien.

#### 2. Generelle geologische und stratigraphische Situationen

Das oberösterreichische Molassebecken ist Teil der großen voralpinen-karpatischen Molassesenke, deren Absenkung im höheren Eozän begann. Der eigentliche Übergang von der Flysch- zur Molassesedimentation vollzieht sich während des Oligozäns und die Achse des geosynklinalen Absenkungsraumes verlagert sich unter der Auflast der nach Norden wandernden Sedimentstapel des alpinen Gebirgskörpers ständig gebirgsauswärts und zwar in der Weise, daß sie stets näher dem Alpenkörper als dem Vorland — im Falle Oberösterreichs der Böhmischen Masse — liegt. Dies verleiht dem Molasse-Trog einen asymmetrischen Querschnitt. Der Fazieswechsel von Flysch zu Molasse geht allmählich im selben Sedimentationsraum vor sich, doch ist dieser Übergang nur selten (z. B. Val d'Illiez) sichtbar da er meist unter den helvetischen Decken verborgen liegt.

Klastische Sedimente, die vor allem als Flußfracht aus dem Alpenkörper geschüttet wurden, füllten das Becken. Tone, Sande und Schotter machen daher in unterschiedlicher Mächtigkeit und horizontaler Verbreitung — die Molasse-Abfolge aus.

Die Pflanzensubstanz, das Ausgangsprodukt der Kohlebildung, wurde zumindest teilweise ebenfalls durch die Flüsse in die Vortiefe verfrachtet und ist der Strömung folgend von der Küste gegen das Beckentiefere gedriftet. Im Bereich kleinerer Teilmulden, wie sie strömungsbedingt z. B. auch rezent in der Nordsee ausgekolkt werden, hat sich das organische Material angesammelt und ist durch die suspendierte Tonfracht rasch einsedimentiert worden. Ein Teil der flözbildenden Pflanzensubstanz stammt von an Ort und Stelle überfluteten und einsedimentierten Mischwäldern. Die Tonpartikel, als kleinste Korngröße, wurden — unter Zurücklassung der Sande und Schotter in relativer Ufernähe am weitesten gegen das Beckentiefste getragen. Sie sind auch als abdeckende und dichtende Schicht für den Inkohlungsprozeß ausschlaggebend.

Die obereozäne bis unterpliozäne Beckenfüllung ist petrographisch vielfach gleichförmig ausgebildet, sodaß deren stratigraphische Gliederung hauptsächlich mikropaläontologisch durchgeführt wird. Die Mächtigkeit der Molasse nimmt vom Beckenrand im Norden gegen Süden stetig zu und kann in unmittelbarer Nähe der Alpenrandstörung bis zu 3500 m erreichen. Das Material entstammt überwiegend den Alpen, nur im Norden ist eine schmale Zone stark vom Kristallin der Böhmischen Masse beeinflußt (z. B. Linzer Sande des unteren Egerien, früher Chatt).

Auf die einzelnen Serien der oberösterreichischen Molasse kann hier nicht eingegangen werden, doch sind sie durch Erkundungsbohrungen der Bergbaubetriebe und vor allem der RAG gut bekannt und auch publiziert; z. B.: Götzinger, G. (1924); Aberer & Braumüller (1949); JANOSCHEK, R. (1957); Aberer (1958); PAPP (1958); BRAUMÜLLER (1959); JANOSCHEK, R. (1961); Aberer (1962); KOLLMANN, K. (1966); KURZWEIL, H. (1973).

Für den Bereich der Flözgruppe Trimmelkam kann folgende Paläogeographie entworfen werden: das Unter-, Mittel- und Oberflöz nimmt kleinere Teilmulden eines miozänen Paläoreliefs ein und ist dem Badenien (früher Torton) zuzuordnen.

Als Beispiele seien angeführt: Krotensee-Mulde, Mulde von Weyer, Diepoltsdorf II und Roidham I/Diepoltsdorf I. Im Badenien war die Aussüßung des noch im unteren Karpatien (Glaukonitische Serie) geschlossenen Marinbereiches, gänzlich vollzogen.

Als brackisches Übergangsglied unterlagern die Oncophora-Schichten (oberes Ottnangien) die kohleführenden Süßwasserschichten. Die Oncophora-Schichten scheinen im bezüglichen Explorationsgebiet, d. h. nördlich des heutigen Abbaufeldes Trimmelkam, stets vorhanden zu sein. Das Paläorelief der Sand-Schottergruppe (= Quarzkristallinschotter) (KRA-KOWITZER, 1950) des Ottnangien (früher unteres Helvet) zeigt drei Großstrukturen, wie zahlreiche Bohrungen der RAG und der SAKOG ergeben haben:

- 1. Die Fortsetzung eines NW-SE streichenden Rückens, der in Bayern abgebohrt wurde. Er zieht sich etwa bei Burghausen über die Salzach, berührt den oberen Weilhart Forst und streicht Richtung Mattsee (Geretsberg 1, Mühlberg 1).
- 2. Ein zweiter, südlich des Ingolstädter Rückens liegender und mehr WNW-ESE streichender Rücken durchzieht den Weilhart Forst. U. a. liegen die Bohrungen Weilhart 1 und Weilhart 3 in seinem Bereich.
- Eine Muldenzone zieht offenbar aus Richtung Hörndl/Eichbichl kommend — NNE-SSW verlaufend in Richtung Trimmelkam und berührt randlich Fucking und Sinzing.

Dieses relativ großräumige Relief zerlegt sich im Badenien in kleinere Einheiten, bildet also Seebecken, Deltas, Flußtäler, generell gesprochen: Muldenbereiche und Hochlagen.

Zur Zeit der Bildung der Kohle des Hausruckreviers im Pannonien, das nach neuester Klassifikation ins obere Miozän zu stellen ist (s. Tabelle I) war das Molassebecken vollständig von offenen Meeresbereichen abgeschnitten und bereits ausgesüßt, da der Prozeß der Aussüßung ja bereits im Ottnangien (früher unteres Helvet) begonnen hat. Erosionsbedingt kommt das Pannonien in morphologische Hügelregionen des Hausruck zu liegen, was die Auffahrung mittels Stollen ermöglicht.

Die Stratigraphie der oberösterreichischen Molasse im unmittelbaren Bereich der Braunkohlen-Lagerstätten nach der für die zentrale Paratethys geltenden Zeitstufen-Nomenklatur (PAPP et al., 1968; STEININGER et al., 1976) ist in Tab. 1 dargestellt.

Da der reichliche Montmorillonit-Gehalt mancher Tonschichten auf Bentonit schließen läßt, wovon später ausführlicher die Rede sein wird, muß die Herkunft solcher Flugaschenlagen mit benachbarten Eruptionszentren in Verbindung gebracht werden. Die in relativer Nachbarschaft zur hier behandelten Vorlandsmolasse liegenden Gebiete vulkanischer Aktivität miozänen bis pliozänen Alters sind in Tab. 2 dargestellt. Die Gliederung in obere Meeresmolasse (OMM) und obere Süßwassermolasse (OSM) wurde zum Vergleich zur Molasse im Westen angeführt und trifft für die Molasse in Oberösterreich nicht voll zu. Wenn auch die Aussüßung mit Ende des Karpatien mit der Grenzziehung OMM/OSM zusammenfällt so versagt doch die äquivalente Gliederung in den älteren Molasseanteilen.

## 3. Sedimentologische Parameter und Methodik

Um einen repräsentativen Querschnitt über Mineralbestand, Korngrößenverteilung, Leithorizonte und Faziesindikatoren zu bekommen, wurden aus dem Bereich des Trimmelkamer Reviers ausgewählte Proben des Kernmaterials der Bohrungen Haigermoos 6 (am Nordrand des heutigen Abbaufeldes) Wolfstafel 1 und Weilhart 3 (beide im südlichen Oberen Weilhart Forst) analysiert. Von den Bohrungen M 1/76, M 2/76, M 3/76, M 4/76, M 5/76, M 6/76, M 7/76, M 8/76, M 9/76, M 10/76, M 11/76–77, M 1/77, M 2/77 und M 3/77 des Haager Rükkens wurden 42 Proben aus den vier typischen Faziesbereichen der Kohlemulde entnommen:

Hangender Ton (Hangend-Tegel) Zwischenmittel (Kohlentegel) Liegender Ton (Liegend-Tegel) Grüner Ton (Schlier, ?marin)



#### kohleführende Süßwasserschichten

Tab. 1: Schema der stratigraphischen Abfolge der O.Ö.-Molasse im Bereich der Braunkohlen-Lagerstätten.

128

## 3.1. Mineralogische Analyse

Qarz:

Der Quarzgehalt wurde röntgendiffraktometrisch mit Hilfe eines internen Standards bestimmt. Als Standard diente Böhmit (Reinstböhmit der Alusuisse). Aus Quarz, Böhmit und Kalzit wurden vier Eichmischungen hergestellt und das Verhältnis der (100)-Intensitäten des Quarz und der (020)-Intensität des Böhmits in einem Diagramm gegen den Quarz-Anteil der Eichmischungen aufgetragen und auf diese Weise eine Eichgerade ermittelt. Den Proben wurden dann ebenfalls bekannte Mengen von Böhmit beigemischt und aus dem Quarz/Böhmit-Verhältnis im Eichdiagramm dann der Quarzgehalt abgelesen (MÜLLER-VON-MOOS, 1972).

	Zeitstufe	Molasse- Gliederung	Kohleführung	Vulkanismus
P l i o z ä n	Romanien			
	Dacien	sse		Oststeiermark (basaltisch)
	Pontien	re Brmola		
Miozän	Pannonien	ober Süßwasse (OSM)	Hausruck (0.0.)	Hegau
	Sarmatien		Höring-Munderfing Radegund (0.ʊ.)	
	Badenien		Trimmelkam (0.0.)	- Gleichen- inneral-
	Karpatien	obere resmolasse MM)	Köflach-Voitsberg (Stmk.)	berg pines Wr. (trachytisch) Becken
	Ottnangien			Kais
	Eggenburgien	Mee. (01	Wirtatobel (Vbg.)	

Tab. 2: Vergleichendes Zeitschema der Kohlebildung und des benachbarten Vulkanismus.

#### Karbonate:

9

Prinzipiell wurden zwei Methoden angewandt, um den Gesamt-Karbonatgehalt zu bestimmen: Calcimeter nach SCHEIBLER und komplexometrische Bestimmung nach HUTCHINSON & MCLENNAN (1944). Das Calcimeter nach SCHEIBLER gestattet die entwickelte Menge CO<sub>2</sub> ohne Adsorptionsverlust im Sperrmedium durch Trennen der Phasen mittels der Scheiblerblase zu messen. Das im Reaktionsgefäß gebildete CO<sub>2</sub> füllt die Scheiblerblase und verdrängt dort eine äquivalente Luftmenge. Diese drückt die Sperrflüssigkeit aus dem Meßrohr in den Vorratsbehälter. Ein Niveau-Rohr dient zur einwandfreien Ablesung. Ist die Gasentwicklung beendet, stellt man Niveaugleichheit her und liest das Volumen CO<sub>2</sub> in ml ab. Nach einer vereinfachten Berechnung läßt sich mit Hilfe der gerade herrschenden Temperatur und des Luftdrucks die Größe der Einwaage bemessen. Bei dieser Einwaage entspricht dann 1 ml  $CO_2 = 1\%$  Karbonat.

Die Methode nach HUTCHINSON & MCLENNAN bestimmt komplexometrisch mit Phenolphthalein bzw. Thymolphthalein als Indikatoren, den an Na OH adsorbierten CO<sub>2</sub>-Gehalt. Der Karbonatgehalt errechnet sich dann aus der Gleichung:

% Karbonat = 
$$\frac{\text{Einwaage g}}{B-T}$$
 : 0,005 . 100

B = Verbrauch an 0,1 n HCL, Blindwert T = Verbrauch an 0,1 n HCL, Meßwert

Die Differenzierung nach Kalzit und Dolomit erfolgte mit Hilfe der Röntgendiffraktogramme, d. h. der auf Grund der unterschiedlichen Massenschwächung korrigierten 20-Intensitäten für 3,035 Å (Kalzit) bzw. 2,880 Å (Dolomit).

Feldspäte:

Feldspäte wurden röntgendiffraktometrisch bestimmt, Sanidin lichtoptisch durch die Unterscheidung der Hauptreflexe (I/I<sub>1</sub> = 100), die für die Plagioklase und die meisten Kalifeldspäte bei 3,20 Å, für Sanidin jedoch bei 3,26 Å liegen.

In einzelnen Fällen wurde noch zur Unterscheidung von Plagioklasen und Kalifeldspäten die selektive Anfärbemethode mit K-Rhodizonatlösung nach BAILEY & STEVENS (1960) an Körnerpräparaten der Fraktion > 0,063 mm angewandt.

## Tonminerale:

Um die Tonfraktion (< 2 µm) möglichst rein zu bekommen wurden alle Proben zunächst in der Zentrifuge fraktioniert, organische Substanz durch Oxidation mit Perhydrol (H2O2) und freies Eisen und Aluminium nach der Methode MEHRA & JACKSON (1960) entfernt. Sodann wurden aus einer Suspension durch Aufzentrifugieren auf einen Rohkeramikträger Texturpräparate hergestellt. Das lufttrockene Präparat ergibt dann im Diffraktometer einen ersten Überblick über den Tonmineralbestand. Durch Bedampfung mit Glyzerin werden die Basalabstände der Montmorillonite und Vermikulite expandiert, Vermikulit durch den Einbau von K-Ionen in den Zwischengitterraum zu Illiten transferiert. 20minütiges Kochen in conc. H Cl zerstört den 7,15 Å Reflex des Chlorits, beläßt jedoch an derselben Stelle Kaolinit. Schließlich bewirkt einstündiges Brennen bei 550° C im Muffelofen einerseits die Zerstörung sowohl des Kaolinits wie auch des Chlorits bei 7,15 Å, andererseits jedoch eine Intensivierung der 14,1 Å-peaks der Chlorite; bei eisenreichen Varietäten wandert der peak zudem noch etwas gegen den Niedrigwinkelbereich (BRADY & DEAN, 1966; CARROLL, 1970; BROWN, 1972; CZURDA et al., 1973).

Die Quantifizierung des Gesamttonanteiles erfolgte nach Bestimmung des Quarz-, Karbonat- und Feldspatgehaltes. Der Anteil der einzelnen Tonminerale an der Tonfraktion wurde semiquantitativ mit Hilfe der Náray-Szabó-Konstanten (Náray-Szabó & Peter, 1964) bestimmt.

# 3.2. Kationenaustauschkapazität und Bestimmung der austauschbaren Kationen

Kolloidale Partikel wie z. B. Tonminerale sind in der Lage durch mehr oder weniger starker Bindungskräfte Ionen zu adsorbieren. Im allgemeinen ist die Bindung so schwach, daß die Ionen leicht durch andere ausgetauscht werden können. Wenn ein Kolloid mit einer bestimmten Art von adsorbierten Ionen einer Elektrolytlösung, die verschiedene Ionen enthält, beigegeben wird, dann wird ein Teil der adsorbierten Ionen freigesetzt und neue nehmen ihre Plätze ein. Meistens werden Kationen ausgetauscht. Die Art der Kationenbindung an Tonpartikel beruht auf chemischen Valenzkräften, einfache elektrostatische Kräfte, die durch Überschuß oder Mangel an Elektronen entstehen.

Die Bestimmung der Austauschkapazität erfolgte durch wiederholte Extraktion der Probe mit einer Lösung von Ammoniumacetat, die durch Zusatz von neutralem Athanol auf pH 7 eingestellt ist (MACKENZIE, 1951). Die Austauschkapazität ist dann die durch Titration ermittelte Summe der austauschbaren Kationen, ausgedrückt in Milliäquivalent (meq) je 100 g Probe.

Die Bestimmungen wurden am tonmineralogischen Labor der ETH Zürich durchgeführt und ich danke allen Kolleginnen und Kollegen dort für ihre wertvolle Hilfe.

Die häufigste Substitution: 4wertiges Si der Tetraederschwerpunkte durch 3wertiges Al und 3wertiges Fe bzw. Al der Oktaeder durch 2wertiges Fe oder Mg, begründet den stets vorhandenen Überschuß an negativen Ladungen, die durch Kationen zwischen den Elementarschichten neutralisiert werden. Welche Kationen nun angelagert werden ist weitgehend vom Ablagerungsmilieu bzw. von der Art der während der Diagenese zirkulierenden Porenwässer abhängig. Selbstverständlich ist hiefür und für die Menge der adsorbierten Kationen auch die Art der Tonminerale verantwortlich. Auf diese Weise kann z. B. marines von limnischem Ablagerungsmilieu unterschieden werden. Die am häufigsten vorkommenden Kationen, nämlich Na, K, Ca, Mg und Fe wurden nach Austausch mit Ammoniumrhodanid in alkoholischer Lösung flammenphotometrisch bzw. mit der Atomabsorption, einige Lösungen auch durch Titration, bestimmt. Ich danke den Kollegen am tonmineralogischen Labor der ETH Zürich, am Institut für anorganische Chemie und am Institut für Materialprüfung der Universität Innsbruck für die Bereitstellung der Geräte und die tätige Mithilfe.

#### 3.3. Benzidin-Reaktion

Eine Feldmethode, die erste Anhaltswerte für Na-Montmorillonit — und um einen solchen handelt es sich bei vulkanischen Tuffiten — liefert, ist die Anfärbung mit Benzidin.

Eine ca. 5% ige wäßrige Benzidin-Lösung wird zu etwa 1 g Probe der Fraktion  $< 2 \,\mu m$  zugegeben und kräftig geschüttelt. Stellt sich augenblicklich eine tiefblaue Färbung ein, so ist die Probe reich an Na-Montmorillonit. Bei Vorhandensein der Ca-reichen Varietät, wie sie z. B. bei der Verwitterung von Feldspäten

entsteht, tritt die Blaufärbung oft erst nach 24 Stunden ein. Illite färben sich grün, sodaß beim Überwiegen von Illit die Lösung grün erscheint.

#### 3.4. Methylenblau-Wert

Die Fähigkeit der Tonminerale gewisse Ionen und Molekülgruppen an ihre negativ geladenen Teilchenoberflächen adsorbtiv zu binden, erlaubt auch die Anlagerung des stark färbenden Methylenblau. Besonders schwellbare Tonminerale, im vorliegenden Sediment stets Montmorillonite, adsorbieren im besonderen Maße das Färbemittel.

Der kalorimetrisch bestimmte Verbrauch von Methylenblaulösung pro 1 g Probenpulver stellt den sogenannten Methylenblauwert dar (HOFMANN et al., 1967). Besonders hohe Montmorillonit-Gehalte haben erhöhte Methylenblauwerte zur Folge. Chlorit adsorbiert mehr als Kaolinit oder Illit.

Das Verfahren wurde angewendet und auf seine Brauchbarkeit am vorliegenden Gestein überprüft, um eventuell an der Bohrstelle in Kombination mit der oben erwähnten Benzidin-Reaktion gewisse Horizonte noch während des Bohrvorganges identifizieren zu können. Nach Kenntnis der Sedimenttypen ist eine Feldbestimmung der Liegendgrenze des Kohlehorizontes (auch bei Fehlen der Kohle) mit Hilfe der beiden Färbemethoden möglich.

#### 4. Sedimentologie der Trimmelkamer Kohlenmulden

#### 4.1. Mineralbestand

Um zu einem paläogeographischen Modell über die Kohlenmulden des Badenien in der Umgebung von Trimmelkam kommen zu können, mußten zunächst von ausgewählten Bohrkernen bestimmte Sedimenttypen hinsichtlich Mineralbestand, Kohlenstoffgehalt und Korngrößenverteilung analysiert und ihr räumlicher Zusammenhang geklärt werden.

33 Proben der Bohrungen Haigermoos 6, Wolfstafel 1 und Weilhart 3 wurden analysiert. Haigermoos 6 liegt unmittelbar am NE-Rand des heutigen Abbaufeldes, Wolfstafel I und Weilhart 3 liegen beide im südlichen Oberen Weilhart Forst, nur ca. 800 m voneinander entfernt und haben sicher eine Hochlage (Muldenrand) erbohrt.

Die Bohrung Weilhart 3 wurde als Testprofil ausgewählt und die in Kapitel 3 angeführten Analysen an allen 14 Bohrkernproben angewandt. Abb. 2 zeigt in einem Analysenprogramm den schematischen Analysenfluß. Die Proben der Bohrungen Haigermoos 6 und Wolfstafel 1 wurden hinsichtlich Mineralbestand, Methylenblau- und Benzidin-Färbung analysiert. Abb. 3 ist die Legende zu den drei Bohrprofilen, die in den Abb. 4, 5 und 6 dargestellt sind. LUBO bedeutet "lufttrockene bevorzugte Orientierung" der Tonplättchen auf dem Keramik-Träger. LUBO-K Cl heißt Fixierung von K-Ionen und anschließende Orientierung und LUBO-H Cl bedeutet, daß die Probe in conc. H Cl gekocht und anschließend auf dem Keramik-Träger orientiert worden ist.

Der Mineralbestand läßt zwei Merkmale als typischen Trend erkennen:

## WEILHART 3 - ANALYSENFLUSSDIAGRAMM



Abb. 2: Analysenflußdiagramm des Testprofils Weilhart 3.

## 4.1.1. Montmorillonit-Zone:

sie ist mehr oder weniger deutlich — in Muldennähe deutlicher — hangend und im Kohlezwischenmittel ausgebildet. Die Häufung von Montmorillonit im Beckenbereich ist mit Transportsonderung zu erklären, da Montmorillonite im allgemeinen die kleinsten Kristallgrößen aufweisen (< 0,2 µm) und somit am längsten in Schwebe bleiben. So würde sich eine Verwitterungsneubildung verhalten aber auch ein Montmorillonit vulkanischer Herkunft. Allerdings sprechen verschiedene Faktoren für vulkanische Entstehung: a) Als Nachbargebiete im weiteren Sinne vulkanischer Aktivität kommen im Badenien in Frage: Hegau, Kaiserstuhl, Gleichenberg und inneralpines Wiener Becken. Bentonite als Abkömmlinge des Hegau-Vulkanismus des unteren Badenien sind noch bis Niederbayern bekannt (BüCHI, 1975). Sie bilden das Dach der Ohninger-Mergel. Verwehungen nach Oberösterreich sind entfernungsmäßig jedenfalls vertretbar.

b) Der Feldspat der jungen Ergußgesteine, Sanidin, konnte röntgendiffraktometrisch in allen Feinklastika hangend und zwischen der Kohle nachgewiesen werden.

c) Die Verbreitung der Montmorillonite auch in den Beckenrandlagen spricht am ehesten für Windverfrachtung, da bloße Strömungstätigkeit den o. a. Effekt der Transportsonderung hervorgebracht hätte.



Abb. 3: Legende zu den petrographischen Profilen und zum Mineralbestand (Weilhart 3, Haigermoos 6, Wolfstafel 1).

#### 4.1.2. Kaolinit-Zone:

die bisher vertretene Ansicht, daß es sich beim Umschlag von vorherrschend Kaolinit unmittelbar liegend der Kohle und im Zwischenmittel (siehe Profile Abb. 4, 5 und 6) zu überwiegend Chlorit hangend der Kohle um ein sedimentäres Schüttungsereignis handelt (CZURDA, 1977), muß revidiert werden:



Abb. 4: Testprofil und Parameter-Zusammenstellung der Bohrung Weilhart 3.

Der Trend: Kaolinit liegend des Flözes → Mischstrukturphase Kaolinit-Chlorit im Flöz-Zwischenmittel → Chlorit hangend des Flözes hat sich auch in der jüngeren Hausruck-Kohle wiederholt. Offenbar liegt in beiden Vorkommen eine Kaolinisierung des Chlorits vor die in ursächlichem Zusammenhang mit dem Inkohlungsprozeß steht:

Unter dem Einfluß stark saurer Reaktionen, wie sie bei intensiver Verwitterung (SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL, 1966) aber auch in saurem Milieu von inkohlender Pflanzensubstanz (GLUSKOTER, 1965) und in stagnierendem oder nur leicht bewegtem Wasser der Kohlemulden bei Kristallisationsvorgängen unter Mitwirkung kieselsäurereicher Aschen (STÖFFLER, 1963) ablaufen, können Tonminerale in ihre Gitterbestandteile zerfallen. U. a. gehen hiebei Chlorite unter Verlust von Si (Desilifizierung) und anderen Elementen in Kaolinit über. Für die Autochthonie der Kaolinite sprechen folgende Faktoren:

a) die Kaolinite weisen einen hohen Kristallisationsgrad auf, wie er bei jungen Verwitterungsprodukten nicht zu erwarten ist.



Abb. 5: Petrographisches Profil und Mineralbestand der Bohrung Haigermoos 6.

b) die Kaolin-Anreicherung ist auf die unmittelbare stratigraphische Flöz-Nachbarschaft beschränkt. Stichprobenhafte petrographische Analysen wesentlich hangend und liegend des Flözes erbrachten Chlorit- aber keine Kaolinit-Gehalte.

c) eine primäre Sedimentanlieferung von N (Böhmische Masse) ist wegen der relativen Südlage des Untersuchungsgebietes und auch aus dem Schwermineralbefund (ABERER, 1962) auszuschließen. Die Verwitterungsfracht bzw. der Abtrag aus den Alpen bringt überwiegend Illite und Chlorite.



Abb. 6: Petrographisches Profil und Mineralbestand der Bohrung Wolfstafel 1.

4.2. Verteilung der Sedimentfraktion

In Abbildung 7 wurden Faziesprofile (Kornfraktionsverteilungen der vier Bohrungen Weilhart 3, Fucking 2, Haigermoos 6 und Wolfstafel 1, einander gegenübergestellt. Zwei generelle Bereiche sind in jedem Profil abzutrennen: eine Kies-Serie und eine Feinkorn-Serie.

Die Feinkorn-Serie widerspiegelt die Muldenfazies, die möglicherweise die Kohle führt. Obwohl alle Profilsäulen in einen Beckenrandbereich zu stellen sind, scheinen doch Haigermoos 6 und Wolfstafel 1 gegenüber Weilhart 3 und Fucking 2 mehr gegen das Beckeninnere hin gelegen zu sein, jedoch unter der Annahme verschiedener Sedimentationsbecken (Seen). Die Oberkante der Feinkorn-Gruppe zeigt die Auffüllung der Becken, somit eine Geländenivellierung an.

Kornverteilungsanalysen jeweils aus der Feinkornserie von 8 Proben der Bohrung Haigermoos 6, von 9 Proben der Bohrung Wolfstafel 1 und von 14 Proben der Bohrung Weilhart 3 sind in den Abbildungen 8 und 9 in Form der Kornsummenbereiche dargestellt. Haigermoos 6 und Wolfstafel 1 weisen generell höheren Feinstkornanteil und geringeren Sandkornanteil auf. Weilhart 3 und auch 3 Einzelanalysen von Fucking 2 sind durch den gegenläufigen Trend charakterisiert: geringere Feinstkornanteile bei höheren Sandgehalten, was sich durch die flacheren Kornsummenkurven ausdrückt.

## 4.3. Thermoanalyse

Mit Hilfe einer umfassenden Thermoanalyse, die Differentialthermogravimetrie (DTG), Differentialthermoanalyse (DTA) und Massenspektrometrie (MS) einschließt, wurde am Testprofil Weilhart 3 auf Art und Inkohlungsgrad vor allem der diffus verteilten und mit freiem Auge meist nicht sichtbaren Organika analysiert.



FAZIESPROFILE BECKENRANDBEREICHE

Abb. 7: Faziesprofile Beckenrandbereiche (Revier Trimmelkam).



## KORNSUMMENGRUPPEN

Abb. 8: Kornsummengruppen Haigermoos 6 und Wolfstafel 1 (Revier Trimmelkam).

Für das zur Verfügung stellen der jeweiligen Mettler Anlage sowie für das Fahren der Proben danke ich dem tonmineralogischen Labor der ETH Zürich und dem Institut für Materialwissenschaften der Universität Innsbruck.

Die 14 thermoanalytisch untersuchten Proben weisen im wesentlichen denselben DTA-Kurvenverlauf auf: abgesehen von der Abgabe des adsorbierten Wassers zwischen 25° und 100° C, treten erste exotherme Reaktionen zwischen 350° und 480° ein, wobei diese Ausschläge im MS mit  $CO_2$ -Entgasungen (m 44) zu koppeln sind und u. U. in Form eines Doppelpeaks erfolgen. Der 350°-Entgasung — wenn vorhanden — geht eine deutliche Entwässerung (m 18) knapp, d. h. etwa 10° C, voraus. SO<sub>2</sub> (m 64), das bei etwa 420° C entweicht, muß einem gewissen Pyrit-Gehalt und nicht dem Schwefel-Gehalt der Kohle zugeschrieben werden, da die SO<sub>2</sub>-Entgasung nur sporadisch und durchaus nicht nur in unmittelbarer Flöznähe erfolgt.

Nach SCHMITZ (1964) kann nach dem Verlauf der DTA-Kurve auf unterschiedlichen Inkohlungsgrad geschlossen werden. Je höher der Kohlenstoffgehalt und je geringer der Anteil an flüchtigen Bestandteilen, desto höher ist der sog. "Inkohlungsgrad". Die exotherme Reaktion bei etwa 330° würde auf Holz bzw. Zellulosesubstanz hinweisen, die Reaktionen bei 400° sind eindeutig dem Inkohlungsgrad der Braunkohle zuzuordnen. Abbildung 10 zeigt beispielshaft die DTA-Kurve und 3 MS-Kurven der Probe WE 3 und im Vergleich dazu 4 Typus DTA-Kurven für Zellulose, Holz, Braunkohle und Anthrazit.

Außer Masse 18 (H<sub>2</sub>O), 44 (CO<sub>2</sub>) und 64 (SO<sub>2</sub>) wurden noch Masse 2 (H<sub>2</sub>) und Masse 17 (OH) analysiert. CO<sub>2</sub> erbrachte typische Entgasungskurven, die mit der Nähe zum Kohlenflöz korrelierbar sind. Abbildung 11 zeigt die m 44-Kurven in ihrer tiefenmäßigen Abhängigkeit. Die exothermen Ausschläge zwischen 670° und 810° sind der CO<sub>2</sub>-Entgasung des Karbonats zuzuschreiben.



#### KORNSUMMENGRUPPE

Abb. 9: Kornsummengruppe Weilhart 3 (Revier Trimmelkam).

#### 5. Sedimentologie der Kohlenmulde Haager Rücken (Hausruck Kohle)

Zur Klärung der Sedimentationsgeschichte im Bereich der pliozänen Hausruckkohle standen vor allem die Bohrkerne der Erkundungsbohrungen 1976 und 1977 und Bohrprofile älterer dort niedergebrachter Bohrungen zur Verfügung.





5.1. Mineralbestand

5.1.1. Nicht-Tonminerale

Quarz ist als einzige Komponente in allen Proben vorhanden. Mengenmäßig zeigt der Quarzgehalt — auf die Sedimentationsverhältnisse in der Mulde bezogen — keinen besonderen Trend. Die Proben sind praktisch Karbonatfrei wenn man von maximal 1% Kalzit oder Dolomit absieht, die in einigen



Abb. 11: CO2-Entgasungskurven aus dem Massenspektrometer. Bohrung Weilhart 3.

Proben nachweisbar sind. Einzig die Kalkeinschaltung ("Kalkkonkretion") in Bohrung 2/77 (Probe Nr. H 6) weist einen Kalzitanteil von 38% und einen Dolomitgehalt von 4% auf. Aus der Feldspatfamilie treten Plagioklase hangend, in und liegend der Kohle auf. Sanidin jedoch scheint auf das Kohle-Zwischenmittel und auf die Liegend-Tone und -Silte beschränkt zu sein. Besonders der grüne Schlier zeigt im allgemeinen höhere Feldspatgehalte.

#### 5.1.2. Tonminerale

Aus der Gruppe der Tonminerale konnten Illit, Montmorillonit, Kaolinit und Chlorit nachgewiesen werden. Illit ist als Durchläufer mit mehr oder weniger hohen Anteilen an jeder Probe beteiligt und somit wenig bezeichnend. Mon tmorillonit tritt in größerer Menge erst liegend der Kohle auf und scheint besonders im grünen Ton (Schlier) angereichert zu sein. Chlorit, und zwar die Mg-reiche Varietät, ist charakteristisch für die Hangend-Tone. In und unmittelbar liegend der Kohle konnte in keiner der analysierten Proben Chlorit festgestellt werden. Kaolinit jedoch ist Bestandteil des Kohle-Zwischenmittels und der Liegend-Tone, scheint also Chlorit abzulösen.

Von den 10 petrographisch analysierten Bohrprofilen sind in den Abbildungen 13, 14 und 15 als Beispiele der Mineralbestand und die Methylenblau-Werte graphisch dargestellt. Der Trend der Mineralfazies-Indikatoren (Kapitel 5.1.3.) ist vor allem im Profil M 2/77 erkennbar. Abbildung 12 ist die Legende zu den Profilsäulen und der Petrographie.

## 5.1.3. Mineralfazies-Indikatoren

Aus dem oben Gesagten geht hervor, daß ganz bestimmte Mineralvergesellschaftungen die kohlebezogenen Faziesbereiche auszeichnen und die jedenfalls – eben auch bei Fehlen des Kohleflözes – die Entscheidung ob hangend oder liegend des Flözhorizontes, erlauben. Die nachstehende Übersicht faßt die Horizonte mit ihren signifikanten Mineralvergesellschaftungen zusammen:

## 5.2. Korngrößenanalyse

Repräsentative Proben der feinstkörnigen Sedimenttypen der kohlebezogenen Faziesbereiche wurden hinsichtlich ihrer Kornverteilung mittels Siebung und nach dem Araeometer-Verfahren analysiert. Abbildung 17 zeigt die daraus resultierenden Kornsummenlinien.

Die Proben auch der unterschiedlichsten Teufen zeigen keine charakteristischen Unterschiede. Die Feinstanteile bewegen sich zwischen 10 und 30%, der Sandkornanteil liegt im Schnitt bei 30%. Die meisten Typen sind nach ihrer Korngrößenverteilung daher als sandige Schluffe bis Tone zu bezeichnen.

#### 6. Ausmaß und Lage der Kohlenmulde Haager Rücken

Unter Berücksichtigung aller nördlich des Turmberges am Haager Rücken niedergebrachten Explorationsbohrungen, jedoch aus konstruktionstechnischen Gründen lediglich unter Darstellung von 8 Bohrprofilen (Abb. 18) ist in Abbildung 19 ein Paneeldiagramm erstellt worden, das die Ausdehnung der Kohlenmulde veranschaulicht. Die Muldenachse streicht etwa bogenförmig von NE nach SW, wobei sich die Mulde gegen W etwas verbreitert. Das Bohrprofil 1/77 deutet dies an, allerdings sind die eventuellen Muldenfüllungen, d. h. auch ein mächtigeres, weniger aufgesplittertes Flöz, gerade westlich von 1/77 erosiv entfernt.

Gegen SW steigt die Muldenachse deutlich an: die Flözuntergrenze liegt in 2/76 – die etwa das Muldentiefste erbohrt hat und in der NE-Ecke des Haager








Rückens steht — bei Seehöhe 622 m; 2/77 und 3/77 erbrachten diese Grenze hingegen bereits bei 635 bzw. 633 m. Hinzu kommt die Aufspaltung des Flözes im SW in einen Hangend- und einen Liegendteil. Grauer bis schwarzer Ton, reichlich durchzogen von groben Pflanzenstengeln, erfüllt den Zwischenraum. Da auch der grüne Ton noch den Muldenbau abzeichnet, scheint das Paläorelief der limnisch-brackischen Kohlenmulde schon im marinen Milieu vorgezeichnet worden zu sein oder es handelt sich um Erosionsmulden einer Festlandsphase.

Die Sedimentfüllung der Mulde zeigt das typische Bild der Transportsonderung in Beckenbereichen: eine deutliche Zunahme der Mächtigkeit der Feinstklastika (Hangend- und Liegend-Tegel, grüner Schlier) gegen das Muldentiefste, verzahnend mit den auskeilenden Schottern und Sanden. Das Kohleflöz paßt sich der Muldenform an, wird mächtiger und kompakter im Muldenbereich, dünnt jedoch aus und fiedert auf gegen die ansteigenden Randlagen hin. Abbildung 20 zeigt zwei Längsschnitte durch den Haager Rücken. Frau Dr. Maria Heinrich sei für die Konstruktion der Profile gedankt.

Die Bohrungen südlich des Turmberges haben vorwiegend Grobklastika und keine nennenswerten Kohlelagen erbracht. Am Turmberg liegt also die Südgrenze der Kohlenmulde, wobei sich unmittelbar im S keine Mulde mehr anschließt, da auch im Bereich des noch etwas südlicheren Sulzberges die Vertaubung eines früheren Abbaufeldes bekannt ist.



Abb. 14: Petrographie des Bohrprofiles M 5/76 (Haager Rücken).

### 7. Ablagerungsmodell und paläogeographische Situation der Kohlenmulden

Sowohl für das Trimmelkamer- wie auch für das Hausruck-Kohlenrevier kann, trotz unterschiedlichen Alters der Flözbildung, ein ähnliches Ablagerungsmodell entworfen werden. Die petrographische Ähnlichkeit der Flöz-begleitenden Schichten, das Paläorelief, das Liefergebiet und limnisch-fluvioterrestrische Sedimentationsmilieu sowie das warme, feuchte subtropische vielleicht im unteren Miozän noch semihumide Klima, lassen folgende Aussagen zu:

Die im Hausruck und im heutigen Abbaufeld Trimmelkam erosiv entfernten, ansonsten stets das Badenien (Trimmelkamer Flöz) unterlagernden Oncophoraschichten des Ottnangien, sind typische Brackwasserbildungen die von der voll marinen glaukonitischen Serie des unteren Ottnangien zum limnischen Milieu der kohleführenden Miozän/Pliozän-Wende überleiten. Sie sind im betreffenden Explorationsgebiet südlicher Weilhart Forst stets vorhanden. Im Ottnangien beginnt also die Isolierung des Beckens vom Weltmeer und analog mit der Abnahme des Salzgehaltes geht die schrittweise Verlandung. Der neu entstandene Festlandsteil, der bald zum Schwemmland der Alpenflüsse wird, wies ein Oberflächenrelief auf, das noch während der marinen Zeit durch periodische und lokal begrenzte Absenkungen bzw. Hebungen vorgezeichnet worden ist. Eine weite Deltalandschaft mäandrierender Flüsse, die sich in die vorgegebenen Hohl-



Abb. 15: Petrographie des Bohrprofiles M 2/77 (Haager Rücken).

formen entwässern, Deltaseen bilden (wie rezent z. B. im Mississippi-Delta) und schließlich in den mehr und mehr aussüßenden Resttrog des Molassenmeeres sich ergießen. An der Flachküste werden Meeresbuchten oder Flußmündungen durch Sandhaken und Nehrungen oder ähnliche Aufschüttungen, unterstützt durch das Zurückweichen der offenen Wasserfläche, ganz vom Meer abgetrennt und bilden flache Küsten- oder Strandseen. Rezente Analogien hiezu sind z. B. die pommersche Ostküste, die französische Atlantik- und Mittelmeerküste (Camargue), am Golf von Mexiko, am Asowschen Meer usw.

Die Flußfracht hat neben den schichtbildenden Klastika auch reichlich Pflanzensubstanz mitgeführt und in den strömungsarmen Beckenbereichen einsedimentiert. Offenbar beteiligen sich nur wenige Nadelholzarten (Mammutbaum, Sumpfzypressen, zypressenartiger Lebensbaum) und eine geringe Anzahl von Laubhölzern (Birke, Eiche, Ahorn) an der Pflanzensubstanz sowohl der Trimmelkamer wie auch der Hausruckkohle. Diese Flora — mit Ausnahme der Sumpfzypressen — gedeiht nicht in Mooren und Sumpfwäldern. Die bisherige Deutung über die Herkunft des Pflanzenmaterials, die Sumpfwälder oder überflutete und dadurch abgestorbene Mischwälder in Betracht zieht, muß durch die teilweise Treibholzanhäufung ergänzt werden. Ein Teil der Pflanzensubstanz ist sicher durch die Alpenflüsse eingeschwemmt, in den Seebecken verdriftet und schließlich durch die Tonsubstanz überdeckt worden. Überflutungen sind generell nur schwer vorstellbar, da der Trend der jüngsten Süßwassermolasse ja nicht nur auf eine

		Plagioklas	Sanidin	luit	Montmorillonit	Chlorit	Kaolinit
Hangend Ton	22222						
Kohle			8		1		
Liegend Ton							
grüner Ton							

Abb. 16: Mineralfazies-Indikatoren, Hausruck-Kohle.

Aussüßung durch Unterbrechung der Verbindungen zu den Weltmeeren hinausläuft, sondern insgesamt eine Regression zur vollständigen Verlandung überleitet. Auch Teilen der oberbayerischen Molasse-Kohle wird die Treibholztheorie unterlegt (M. MÜLLER, 1975).

Der Sedimentationsvorgang, an dem nach dem Gesetz der Transportsonderung bei nachlassender Störungstätigkeit vornehmlich Feinklastika (Silt und Ton) beteiligt waren, wurde zeitweise durch vulkanische Aschenregen verstärkt. Äolisch verfrachtete vulkanische Aschen können für das Trimmelkamer Revier am ehesten dem abklingenden Kaiserstuhl-Vulkanismus bzw. der beginnenden Hegau-Aktivität oder dem Gleichenberger-Vulkanismus angehören. Wenn für die Sedimentation in den Hausruck-Becken vulkanogene Beeinflussung überhaupt noch angenommen werden kann, so beschränkt sie sich auf die Liegendtone und das Flözzeitgleiche Sediment. Hiefür kommt wohl am ehesten noch der Hegau-Vulkanismus in Frage (siehe auch Tab. 2).

In Abbildung 21 sind die Mineralfazies-Zonen der beiden Kohlenreviere einander gegenübergestellt und die Herkunft der entsprechenden Tonminerale und Feldspäte aufgezeigt:



# KORNSUMMENKURVEN

Haager Rücken

Abb. 17: Kornsummenkurven nach Schlämm- und Siebanalysen der Proben H4, H5, H13, H21, H29, H36, H37, H38

148

### Chlorit:

Chlorit, und zwar die Mg-reiche Varietät — wie das Röntgendiffraktogramm nach der 500°-Behandlung des Präparates zeigt — ist sedimentärer Herkunft und kann sowohl den Tonformationen der Alpen wie auch des Flyschs entstammen. Er zeigt unterschiedlichen Kristallisationsgrad und im Flözbereich Mischstrukturbildung mit Kaolinit. Auch Mischstrukturen mit Montmorillonit sind anzunehmen.

### Kaolinit:

Das Auftreten von Kaolinit wird als autochthone Bildung gedeutet. Es handelt sich um eine Kaolinisierung des Chlorits unter dem Einfluß stark saurer Reaktionen. Das Auftreten von Kaolinit-reichen Tonlagen unmittelbar liegend und im Flöz und das abrupte Aufhören der Kaolinit-Beteiligung hangend der Flöze kann sowohl im Trimmelkamer Gebiet (Badenien) wie auch im Hausruck (Pannonien) beobachtet werden und ist somit einem ähnlichen Bildungsvorgang zuzuschreiben.

### Sanidin:

Sanidin, der noch unentmischte glasartig klare Orthoklas junger Ergußgesteine, ist zusammen mit dem verstärkten Auftreten von Montmorillonit (s. u.) Indiz für vulkanische Ascheneinwehung. Er ist im Trimmelkamer Flözbereich mehr oder weniger auf die Hangend-Tone der Kohle beschränkt und kommt



Abb. 18: Bohrprofilserie des Paneeldiagrammes (Abb. 19) im N-S-Schnitt, projiziert auf die Gerade durch 3/77-1/76. Gemeinsamer Bezugshorizont = Flöz Liegendgrenze.

im Hausruck — wenn überhaupt — vor allem liegend der Kohle und im Kohle-Zwischenmittel vor.

### Montmorillonit:

Das einzig expandierende Mineral des Molasse-Tonmineralspektrums kommt als Durchläufer in fast jeder Tonprobe vor, ist jedoch in bestimmten Lagen deutlich angereichert: im Badenien (Trimmelkam) in und hangend der Kohle, im Pannonien (Hausruck) liegend der Kohle. Das gehäufte Auftreten vom Bade-



Abb. 19: Paneeldiagramm der Kohlenmulde "Haager Rücken N". Erstellt auf Grund von 8 Bohrprofilen mit der Flözbasis auf Bohrlokalität konstruiert. Aus konstruktionstechnischen Gründen ist 13/75 ca. 7 mm nach E und 8/76 ca. 7 mm nach W verlegt.

150

nien bis — vermutlich durchgehend — ins Pannonien gleichsinnig etwa mit dem Auftreten von Sanidin (siehe Abb. 21) erlaubt die vulkanogene Beteiligung an der Molasse-Sedimentation in Oberösterreich auf diesen Zeitraum einzuengen. Das weniger typische Montmorillonit-Vorkommen in der älteren marinen Molasse und auch in der jüngeren Süßwasser-Molasse ist der durchaus nicht seltenen Verwitterungsbildung von Montmorillonit aus Feldspat zuzuschreiben und als klastisches Produkt eingeschwemmt worden.



1:25.000 2,5x überhöht



Abb. 20: Schematischer Längsschnitt durch die Kohlenmulde "Haager Rücken N". (konstr.: Dr. M. HEINRICH).

			Μ	11N	ERALFAZIE	S - I I	NDI	KATOREN
Zeitstufe	Schemaprofil		Chlorit	Kaolinit	Herkunft	Sanidin	Montmorillonit	Herkunft
НСЕ	HANGEND TON	11111			sedimentär			Verwitterung
CK KO	KOHLE	a ' .				:		
liozän : AUSRU	LIEGEND TON	5,1,1,1,1,1			umgewandelt			vulkanisch
	SCHLIER	3	1	1	sedimentär	-∎	• • • •	
HLE	KIES GRUPPE	خيني:	ł					
ER KC	FEINKORN GRUPPE				sedimentär		I	vulkapisch
LKAM	KOHLE				umgewandelt			
Miozän : TRIMME		<u>};;;;;;;</u>			Sedimentär			Verwitterung

Abb. 21: Mineralfazies-Indikatoren mit Herkunftshinweis. Kohlenreviere Trimmelkam und Hausruck. Erläuterung im Text.

- ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. Mitt. geol. Ges. Wien, 50, 1957, S. 23—93, Wien.
- ABERER, F. (1962): Bau der Molassezone östlich der Salzach. Z. dtsch. Geol. Ges., Bd. 113, 2/3, S. 266—279, Hannover.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. (1949): Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichtenund Mattigtal nördlich Salzburg. — Jb. geol. B.-A. 92, 1947, S. 129—145, Wien.
- BAILEY, E. H. & STEVENS, R. E. (1960): Selective staining of K-Feldspar and Plagioclase on rock slabs and thin sections. Amer. Mineralogist, 45, p. 1020—1025.
- BRADY, J. G. & DEAN, R. S. (1966): Ceramic clays and shales of Ontario. Can. Dep. Energy and Mines, Res. Rep. R 175, 125 p.
- BRAUMÜLLER, E. (1959): Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. Erdöl-Z., 75, H. 5, S. 122–130, Wien.
- BROWN, G. (Ed.) (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc., London, England, 544 p.
- CARROLL, D. )1970): Clay Minerals: A guide to their X-ray identification. Geol. Soc. Am., Sp. Pap. 126, 80 p.
- CZURDA, K. (1976): Geologisches Gutachten an die SAKOG: 1. Zwischenbericht. Innsbruck.
- CZURDA, K. (1976): Geologisches Gutachten an die WTK: Bohrprogramm 1976/77. Innsbruck.
- CZURDA, K. (1977): Geologisches Gutachten an die WTK: Auswertung der Bohrungen und Prognose für das künftige Bohrprogramm. Innsbruck.
- CZURDA, K., WINDER, C. G. & QUIGLEY, R. M. (1973): Sedimentology, Mineral Fazies and Petrofabric of the Meaford-Dundas Formation (Upper Ordovician) in Southern Ontario. Can. Journ. of E. Sc., Vol. 10, No. 12, 1973.
- GÖTZINGER, G. (1924): Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreich. Jahrbuch d. Geol. B.-A., Wien 1924.
- GLUSKOTER, H. J. (1965): Electronic low temperature ashing of bituminous coal. Fuel, v. 44, S. 285—291.
- HOFMANN, U, SCHALLER, D., KOTTENHAHN, H., SAMMLER, I. & MORCOS, S. (1967): Die Absorbtion von Methylenblau an Kaolin, Ton und Bentonit. Gießerei 54/4, S. 98–101.
- HUTCHINSON & MCLENNAN (1944): CaCO<sub>3</sub> Determination in Soils, in C. S. Piper; Soil and Plant Analysis. p. 130–132, Interscience Publishers, Inc., New York 1944.
- JANOSCHEK, R. (1957): Die Molassezone. Erdöl in Österreich. Verlag Natur und Technik, S. 75-86, Wien.
- JANOSCHEK, R. (1961): Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Erdöl Z., 77, H. 5, Wien.
- KOLLMANN, K. (1966): Die Mächtigkeitsverteilung der Ablagerungen des Obereozäns und tiefen Rupels als Grundlage für eine Rekonstruktion der frühen Baugeschichte des Ölfeldes Ried (Molassezone Oberösterreichs). Erdoel-Zeitschrift, 82, Wien.
- KRAKOWITZER, K. (1950): Der geologische Bau des Trimmelkamer Kohlenreviers. Unveröffentl. Bericht an die SAKOG, Wildshut.
- KURZWEIL, H. (1973): Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt. 20, Wien.
- MACKENZIE, R. C. (1951): A micromethod for determination of cation-exchange capacity of clay. --- J. of Colloid Sci., 6, S. 219-225.
- MEHRA, O. P. & JACKSON, M. L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionitecitrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays Clay Minerals, 7 (1958), pp. 317-327.
- Müller, M. (1975): Die Fortsetzung oligozäner und miozäner Kohlevorkommen aus der Faltenmolasse in die oberbayerische Vorlandmolasse. — Geol. Bavarica, 73, S. 113—121. München.
- MÜLLER-VONMOOS, M. (1972): Boezbergtunnel N 3; Röntgenographische Quarzbestimmung in 20 Bohrproben. ETH Zürich, IGB, Interner Bericht 3146/1, Zürich.
- NÁRAY-SZABÓ, I. & PETER, E. (1967): Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung. — Acta Geol. Hung. 11. 4. pp. 347—356.

PAPP, A. (1958): Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — Mitt. geol. Ges. Wien, 50, 1957, S. 251—270, Wien.

PAPP, A. et al. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. Verhdlg. Geol. B.-A., 1968, Wien.

POHL, W. (1968): Zur Geologie und Paläogeographie der Kohlenmulden des Hausruck (Oberösterreich). — Dissertationen der Universität Wien, 17, 69 S., 6 Abb., 2 Tab., 7 Taf., Notring, Wien.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1966): Lehrbuch der Bodenkunde. - Enke, Stuttgart.

SCHMITZ, H. H. (1964): Untersuchungen am nordwestdeutschen Posidonienschiefer und seiner organ. Substanz. — Beih. Geol. Jb., 58, S. 1—218.

STEININGER, F. et al. (1976): Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Parathetys (Middle Europe). Newsl. Stratigr., 4 (3), S. 174–202, Berlin.

STÖFFLER, D. (1963): Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen im Flöz Wahlschied der Grube Ensdorf (Saar). — Beitr. Miner. Petrogr., 9, S. 285—312.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt im Februar 1978.

# Precambrian and Paleozoic of the Caucasus (Brief Synthesis)

By A. A. Belov<sup>1</sup>), M. L. Somin<sup>2</sup>) & Sh. A. Adamiya<sup>3</sup>)

With 3 figures



orogene Komplexe Paragenesen Formationen Kaukasus Paläozoikum Präkambrium

INHALT

Precambrian									•		156
Paleozoic											161
Lower and Middle Paleozoic											162
Upper Paleozoic		•						•			169
References							•			•	175

In connection with the studies following Project 5 "Prevariscis and variscic events of the Mediterranean belt" of the International Program of Geological Correlation, it became necessary to sum up our knowledge of Prealpian complexes of the major regions of the belt. The given paper is a generalization of the data on Premesozoic complexes of the Caucasian segment of the Mediterranean belt.

The authors have been working in the Caucasus for about 20 years, so they know all its zones. Numerous data of many researchers studying the geology of the Caucasian Prealpian complexes have been used in this work. It should be said, however, that a limited number of sheets does not allow us to give a complete list of references.

Paleozoic and Precambrian complexes of the Caucasus are located in various tectonic areas shown in Fig. 1.

In the north of the East European platform adjoins the Caucasus by the Rostov salient of the Ukrainian shield and continuation of the Donets downwarp. To the south of the old platform a young Skiphean platform is situated. Further on, there occur foredeeps and the Alpian folded area. Prealpian com-

Anschriften der Verfasser: <sup>1</sup>) Prof. Dr. A. A. BELOV, Geological Institute of the USSR Academy of Science, Moscow 109017, Pyzhewsky 7; Dr. M. L. SOMIN, Institute of Earth's physic of the USSR Academy of Science, Moscow, D-242, Bolschaja Gruzinskaja street, 10; Prof. Dr. SH. A. ADAMIYA, Geological Institute of Georgian Academy of Science, 380015 Tbilisi Zoja Rukhadze street, 1.

plexes crop out in the nucleus of meganticlinorium of the Greater Caucasus and in the zone of its southern slope within the alpine folded area. Three Hercynian zones can be distinguished in the nucleus: Bechasin zone, that of the Forerange and the Major Range.

On the south the Prealpian base is exposed in salients of the basement of the Georgian block and in anticlinal uplifts. These outcrops correspond to the Prealpian Transcaucasian massif up to the Erzindzan-Sevan ophiolitic suture.

To the south of this suture the Prealpian complexes exposed in the Alpian structures characterize the marginal part of the Paleozoic (epibaikalian) Iranian plate.

These are some terminological explanations: the terms "orogenesis", "orogenic complex" are used in accordance with ethymology of these words, like the mountain building, "complex" related to the "mountain rise", this having been adopted in Russian geological literature.

A "formation" is not a stratigraphic term. "Parageneses" (cooccurrence) of mountain rocks are meant closely related to one another by age and space. For example, there are flysch, molassa, diabase-spilitic formation.

Ophiolites are regarded as a heterochronous petrotectonic association (DICKIN-SON, 1971).

Stratigraphic subdivisions: the smallest of them are suites of piles corresponding to an American term "formations". These are subdivisions of the regional stratigraphic scale; their age corresponds to series less frequently — to system. Groups are larger subdivisions that usually correspond to some systems.

### Precambrian

The Precambrian complexes were recognized in the Hercynian basement of the Skiphean plate and meganticlinorium of the Greater Caucasus, in the Transcaucasian massif and the basement of the Iranian plate. These are thick groups of metamorphic rocks, usually of the sialic or intermediate type; much less frequent are melanocratic deposits occurring as tectonic detached masses in the

Alpine folded area:

Greater Caucasus; b — boundary of the Precambrian-Paleozoic nucleus (in places with a thin Mesozoic-Genozoic cover); c — localitets.

B — Bechasin zone, I — Upper course of the Malka river, P — Forerange zone, M — Major
 Range zone: 2 — Khuko region, 3 — Pseashkho region, 4 — Kvishi region, 5 — North Ocetiya
 region, 6 — Baksan river upper course; 7 — Holes to S-E of Grozny.

Southern slope zone. 8 – Svanetiya, 9 – Kakthetiya. – Salients of the Transcausian massif basement. d – localitets. 10 – Gorab region (Mountain Abkhasiya), 11 – Dzirulsky salient, 12 – Khramsky salient, 13 – Loksky salient.

Marginal part of the Iranian (prealpine) plate. e — localitets. 14 — Miskhansky (Arzakansky and Aparansky) salient, 15 — Zangezur region, 16 — outcrops in the south of Armenia and in the Nakhichevan ASSR; g — some large faults at the boundary of the zones. S — Erzindzhan-Sevan ophiolitic suture.

Fig. 1: Scheme of Paleozoic distribution in the Caucasus. I — Rostov salient of the Ukrainian shield; II — Donbas continuation; III — Skiphean platform; a — foredeeps and intermontane depressions.



Alpine ophiolitic zones. This last can likely be the lower parts of the old continental crust and the underlying mantle.

Complexes correlated to those of the Ukrainian shield were penetrated by drilling in the Pre-Caucasian region, within the subsided continuation of the Rostovsky salient. The Archean complex includes rocks with the K-Ar age equal to 2000—2150 m.y. These are granites, plagiogranites, granite-gneisses, plagiogneisses, biotite-hornblende gneisses, amphibolites. Proterozoic deposits appear to be composed of granites with the K-Ar age of 1390 m.y., microgneisses, amphibole-epidotic, biotite- and sericite-chloritic, hornblende and calcareous schists resembling the Saksaganian series of the Ukrainian shield.

In the central part of the Bechasin zone the Precambrian deposits crop out from under Jurassic deposits in the deep-seated valleys of Chegem, Malka, Baksan and Kuban. Stratigraphy of these deposits is open to the question. Many of geologists distinguish two groups in them: Khasautskaya and Chegemskaya, their stratigraphic relationships being obscure. The Khasautskaya group in the section along the Malka river can be divided into three major stratigraphic units. 1) The lower unit is composed of rocks belonging to the epidoteamphibolitic facies, i. e. biotite-quartz and binary micashists, paragneisses and amphibolites, their thickness being up to 800 m. 2) Higher up the section there occur less metamorphosed tuffoids, intraformational conglomerates with pebbles of plagiogranite-porphyries, phyllites and limestones. Thickness is about 1000 m. 3) Still higher up, thin-laminated metatuffites alternating with sericite-chloritic schists appear to lie conformably. The thickness is up to 1000 m. This pile is overlain with washout and angular unconformity by Lower Cambrian (?) conglomerates and sandstones. This testifies to the Precambrian age of the Khasautskaya group, or, at least, of its considerable part.

The Chegemskaya group is exposed in more southern regions of the Bechasin zone. It is composed of various, complicated by the composition, rocks of sedimentary and volcanogenic-sedimentary genesis. Metamorphism of these rocks corresponds most frequently to the epidote-amphibolitic facies, descending sometimes down to the green schist facies. These rocks contain various amounts of quartz, albite, hornblende, biotite, epidote and calcareous schists. Some thick packets are composed of muscovite-quartz schists and quartzites associated sometimes with gematitic schists. In addition to, there is a pile of porphyroblastic chlorite- and muscovite-quartz-albitic schists that composes independent tectonic sheets overthrusting other piles with slightly pronounced albitization. Some parts of the section of the Chegemskaya group can be correlated to the Khasautskaya group. The Rb-Sr age of the porphyroblastic micaschist from the region of the Daut river is 870 m. y.

Within the tectonic zone of the Forerange, a thick (about 3500 m) complex of amphibolites, garnet and micaceous plagiogneisses and albitized muscovitic schists exposed in the basins of the Malaya and Bolshaya Laba rivers, is attributed by some authors to the Precambrian. Amphibolites are developed below; in the upper part of the section metapelitic schists are predominant. In its middle part there are lenses of eclogites and disthenic schists that a likely to evidence of existing here an old tectonic surface. It is assumed that the contact of the given complex with the overlying slightly metamorphosed Devonian deposits is tectonic every where. However, some geologists find here gradual transitions and asign the rocks of higher degrees of metamorphism to the Paleozoic as well. The known the absolute age datings of crystalline schists and gneisses do not contradict this assumption.

The presence of Precambrian metamorphites in the tectonic zone of the Caucasian Major Range is an extremely debatable question. Some of geologists believe that almost all Preupper Paleozoic metamorphic rocks of this area can be attributed to the Precambrian. This point of view is most probably erroneous. There are more reasons, though not enough yet, to assume that the lower part of the section of the Major Range (Central-Caucasian complex), known under the name of the Makerskaya group is of the Precambrian age. The series has the sialic composition. It comprises paraorthogneisses, micaceous crystalline schists, migmatites and very little amphibolites. Two stratigraphic units can be distinguished in many regions of the section. In the lower unit the micaceous paragneisses are predominant over micaceous crystalline schists. As a rule, more or less intensely developed migmatization can be recorded at this level. Higher up the section one can observe a thin horizon of amphibolites associated with marble. Sometimes there occur lenses of serpentinites that testify to probability of existing the discontinuity surface. The upper unit (Arkasarskaya suite) is composed of muscovitic and binary crystalline micaschists that usually contain sillimanite, and alusite and garnet, graphite being sometimes in abundance. There are interbeds of plagiogneisses, locally developed quartzites. The thickness of the suite is not less than 1000 m. G. I. BARANOV thinks that each of the above units is twice repeated in the section of the Central-Caucasian complex (i. e. BARANOV distinguished four stratigraphic units). But this assumption has not yet been confirmed by mapping.

Regional metamorphism of rocks of the Makerskaya group was proceeding under conditions of the amphibolitic facies at low pressures (andalusite-sillimanitic type). In some places, for instance, along the Indryuka river, in the field of distribution of rocks of the lower unit there occur outcrops of rocks of the granulitic facies in which migmatization is already of the superimposed character. Presence of granulites speaks in favour of the Precambrian age of the lower part of the Central Caucasian complex. Another argument is a high (790 m. y.) age dating of pegmatoid granite cutting the rocks of the Makerskaya group along the Gonachkhir river. However, this dating requires an additional confirmation, as numerous absolute age determinations of metamorphic rocks and granitoids of the Major Range do not usually yield the datings exceeding 360 m. y.

There are no analogues of Precambrian molassoid deposits in the Major Range, and the structural metamorphic history of the predominant part of the Makerskaya group is the same as that of metamorphosed Paleozoic deposits of the Forerange. This allows to think that metamorphism, deformation and, perhaps, sedimentation of this group took place in the Paleozoic time. However, it is quite probable that the Makerskaya group is structurally heterogenous and comprises remobilized blocks that are older than Paleozoic.

On the southern slope of the Greater Caucasus the Precambrian age can be ascribed to amphibolites, hornblendites (monomineral amphibolites) and chloritic diaphthorites cropping out in small erosive windows from under the cover of Jurassic deposits to the south of the Gorabsky granitic massif in Mountain Abkhazia. These rocks are likely to be the base of the northern margin of the Transcaucasian massif. More extensive areas are occupied by the rocks of this base towards the south, in the Dzirulsky, Khramsky and Loksky salients. These are migmatized binary micaceous, biotitic and biotite-garnet metapelitic crystalline schists with interbeds of amphibolites and hornblende gneisses, i.e. the products of transformation of basic volcanites and gabbroids. Plagiogranitegneisses are of great importance in the composition of a complex. A progressive stage of regional metamorphism of these rocks was proceeding under conditions of the amphibolitic facies, and, to a lesser extent, in the Khramsky and Loksky massifs, in the epidote-amphibolitic facies. The Precambrian age of this complex is assumed due to the fact that slightly metamorphosed deposits containing organic remains of the Lower Cambrian are in a direct contact with the complex. There are also conglomerates with pebbles of plagiogranite-gneisses, the K-Ar age of which is 500 m. y. Finally, fragments of crystalline schists supplied from the south, from the region of the Transcaucasian massif, were recognized in Middle Devonian deposits of the southern slope zone of the Greater Caucasus.

In Armenia in the Miskhansky (Arzakansky) salient a metamorphic complex attributed apparently to the Precambrian has been singled out. V. A AGAMALYAN considers it to consists of two groups. The lower group was metamorphosed under conditions of the almandine-amphibolitic facies and underwent diaphthoresis of the chlorite-muscovite subfacies. The group is divided into three suites. The lower one is composed of quartz-andalusite-binary micaschists with interbeds of crystalline dolomites. Higher up the section there occurs a suite composed of muscovitic quartzites, and, to a lesser extent, dolomitic and calcitic marbles. The third suite is composed of graphitic garnetquartz-binary micaschists and contains a horizon of marbles in its upper part. The total thickness of the lower group is about 1200 m.

The rocks of the upper group underwent metamorphism of the green schist facies only. V. A. AGAMALYAN distinguished below a suite of metaarkosic phillites containing detrital material of the lower series. The next suite had been formed at the expense of volcanites of the basaltic composition that was transformed into green schists of the albite-epidote-chlorite-actinolitic composition. Higher up the section there occur quartz-albitic porphyroids — a product of transformation of volcanic and subvolcanic rocks of the acid composition. The section ends with a suite of carbonate rocks that is likely to occur on porphyroids with a certain washout. The suite is composed mainly of calcitic marbles with subordinate interbeds of green schists. The total thickness of the group is about 1600 m.

The Dzoraglukhskaya suite of apogabbroid amphibolites cut by plagiogranites with K-Ar age of 255 m. y. was distinguished in the Aparan region. The K-Ar age of metamorphic rocks of the Arzakan massif is not older than Middle Jurassic. The oldest deposits that are in a stratigraphic contact with metamorphic rocks belong to the Upper Cretaceous. Thus, the attributing of the Miskhan salient to the Precambrian is based on general considerations only.

Quite different is the group of metamorphic rocks in the south of the Lesser Caucasus in Zangezur (BELOV, 1968). The group is composed of intercalating phyllites and chloritic (metavolcanic, in part) shales, metasiltstones, metasandstones and shales of grey, sometimes red colour, crystalline dolomites, and less frequently limestones. The visible thickness of the stratum is 1100 m, the age being Premiddle Devonian, when judged by stratigraphic relationships; by the composition it can be correlated to Upper Precambrian-Cambrian deposits of North Iran.

A part of metamorphic and magmatic rocks known as tectonic inclusions in a serpentinitic melange of the Lesser Caucasian ophiolitic zones can be asigned to the Precambrian. The pegmatitic gabbro of the Sevano-Akerinskaya zone has the K-Ar age of  $583 \pm 30$  m. y. Gabbro, together with associated amphibolites and plagiogranites, form the old melanocratic basement of the Alpian eugeosynclinal zone of the Lesser Caucasus. The composition of metamorphic rocks of the inclusions is extremely diverse by the lithological composition and degree of metamorphism. There are amphibolites, eclogite-like and carbonate rocks, micaceous-garnet, feldspar-biotitic and various green schists and quartzites. The K-Ar age of micaceous schists is not over 160 m. y. These figures, however, do not appear to correspond to the real age of metamorphic rocks.

### Paleozoic

Paleozoic deposits are widely distributed in the Caucasus. They are presented most fully and differently in the Greater Caucasus: in the Bechasin zone, in the zones of the Forerange and Major Range, and in the zone of the Southern slope. Northwards, in the Transcaucasian region and on the continuation of the Donetsk Basin, within the Karpinsky swell these deposits were studied through data obtained from bore-holes.

In the Transcaucasian region the Paleozoic deposits have been known within Dzirulsky, Khramsky, Loksky salients of the Prealpian folded basement and in small nuclei of anticlinical uplifts in various zones of the Lesser Caucasian meganticlinorium.

System and series of the Paleozoic erathema are distinguished in the area of the Caucasus. In many places piles can be subdivided into stages, sometimes into more detailed subdivisions of the universal stratigraphic scale. At the same time the units of local regional subdivisions are widely used, i. e. suites, piles. At present all the Paleozoic systems (except for the Ordovician one) have been paleontologically proved in the Caucasus. Lower- and Middle Paleozoic deposits of the Caucasus from the margin of the East-European platform up to the northern boundary of the Transcaucasian massif are attributed to different geosynclinal formations, a part of them being strongly metamorphosed. As to some Paleozoic strata of the Transcaucasian massif, it remains still difficult to determine their formational type and age interval.

Paleozoic platform deposits are distributed to the south of the Sevan-Akerinsky suture.

In the basement of the Skiphean plate of the Precaucasian region the Middle Paleozoic undivided deposits form a geosynclinal folded and metamorphosed complex of rocks including Devonian and Carboniferous deposits (Fig. 2, I). It is composed of various sedimentary, and less frequently volcanic, rocks sometimes metamorphosed to green schists and phyllites. Besides widely distributed dark clay shales, there occur sandy-silty rocks, chloritic, sericitic and coaly shales, seldom conglomerates, cherts, limestones and dolomites. In places, near granitoid intrusions they had undergone contact metamorphism. Among volcanogenic rocks recovered in the Precaucasian region, there are tuffs, tufosandstones, quartz porphyres, dacitic and andesitic porphyrites, greenstony diabases.

The age of the rocks from two holes was determined by means of foraminiferal remains as Tournaisian and Viséan. In some places the palynological data testify to the Middle- and Late Devonian and Early Carboniferous; Lipidophloios sp., dated as the Namur-Bashkirian was identified in the core of a hole. Older Paleozoic deposits can be assumed in the lower part of the complex not penetrated by the holes.

1 — claystones, clay shales, phyllites; 2 — siltstones; 3 — sandstones; 4 — conglomerates and gritstones; 5 — conglomerate-breccias; 6 — marls; 7 — limestone and marble; 8 — limestone bioherms; 9 — dolomites ; 10 — silicites (siliceous shale, jasper, phtanite); 11 — coals; 12 — tuff-sandstones; 13 — basic effusives; 14 — tuffs of the basic composition; 15 — lavabreccias of the basic composition; 16 — median effusives; 17 — tuffs of the median composition; 18 — acid effusives; 19 — tuffs of the acid composition; 20 — tufbreccias of the acid composition; 21 — acid and median subalkaline effusives; 22 — gabbro; 23 — serpentinized ultrabasites; 24 — green schists; 25 — crystalline schists and gneisses; 26 — micaceous metapelitic crystalline schists; 27 — amphibolites; 28 — plagiogneisses; 29 — plagiogneisses-porphyroids (apoeffusive); 30 — metaconglomerate; 31 — quartzites; 32 — boundary of tectonic covers separating assemblages, stratigraphic relationships of which remain obscure.

162

Fig. 2: Correlation of the summarized stratigraphic colomns of Paleozoic deposits of the main zones of the Caucasus. I — Precaucasian; II — V — the Greater Caucasus nucleus: II — Bechasin zone, III — Forerange zone, autochthone, III — A — Allochthone. IV — Major Range zone, V — Southern slope zone (Svanetiya); VI — Transcaucasian massif. VII — Iranian plate. N a m e s of t h e r o c k - s u i t e s : A Urlesh, B Karabekskaya, C Teberdinskaya, D Bakhmutkinskaya, E Kizilkolskaya, F Kardzhurtskaya, G Aksautskaya, H Kinyrchatskaya, I Gimaldykskaya, J Shantatsarskaya, K Srednebeskesskaya, L Makerskaya, M Arkasazskaya, N Mamkhurtsevskaya, O Damkhurtsevskaya, P Lashtrakskaya, Q Adzharskaya, R Kvanskaya, S Uturskaya, T Kirarskaya, U Bakyldskaya, V Lailinskaya, W Chelshurinskaya, X Gvadarashskaya. S y m b o l s :



In the Bechasin zone a thick (about 1300 m) Urlesh suite of the molassoid type composed of variegated quartz-albitic sandstones with interbeds of bricky-red siltstones and sandstones of the quartzy and polymictic composition belongs to the Cambrian. At the base there occur basal conglomerates. This suite with well pronounced unconformity overlies the rocks of the Khasautskayagroup. Its age was established by means of numerous remains of trilobites of the upper part of the MiddleCambrian recovered in limestone fragments; the latter, together with peculiar sandstones of the Urlesh suite are in intraformational conglomerates of the Silurian (Potapenko, Momot, 1965). As just the upper part of the suite was subjected to erosion, its lower part may be already of 'the Vendian age.

The Urlesh suite is overlain by Upper Silurian deposits with a stratigraphic gap, but without unconformity (Fig. 2, II). They are presented by argillaceous and sericite-chloritic shales. In its lower part there occur a sequence (170 m) of limestones and carbonate shales. Fossils of corals, brachiopods, pelecypods, orthoceratides and crinoids enable us to date deposits as the Ludlow stage (horizon  $E_2$  Barrandien). Presence of *Spirifer superstes* Barr. testify to layers transitional to Devonian. The Silurian deposits are overlain unconformably by the Jurassic ones.

Cambrian deposits resting on the Dzirulsky salient of the Transcaucasian massif are of a quite different, typically geosynclinal, character. They are presented by limestones with remains of archaeocyatheans and catagraphs of the Lower Cambrian. The limestones form lenses among slightly metamorphosed and strongly tectonized rocks presented mostly by phyllites and, to a lesser extent, chlorite-sericitic, graphitic schists, polymictic and greywacke metasandstones with rare interbeds of altered tuffs and dikes of the basic composition. Cataclasites, mylonites are widely distributed in the pile, its outcrops making up a narrow tectonic edge with serpentinites on the contact among Upper Paleozoic granites and heavily metamorphosed plagiogneisses. Similar rocks have been also known within the Loksky and Khramsky salients and on the southern margin of the Transcaucasian massif, where the K-Ar age of rocks is equal to 235 and 224 m. y.

Geosynclinal Paleozoic deposits of the Forerange were recorded in the allochthonous and authochthonous (paraautochthonous) occurrence. The Upper Paleozoic seals the overlapped structure forming the neoautochthone.

The allochthone is composed of Lower Paleozoic (?) and Silurian undifferentiated deposits (Fig. 2, III-A). The former are divided into two suites — Karabekskaya and Teberdinskaya. The lower Karabekskaya suite of basic volcanites is associated by close intertransitions with gabbroids and gabbrodiabases composing the ophiolitic association of rocks. As to stratigraphy, higher up the section it passes gradually into green schists of the Teberdinskaya suite. The upper contact of the latter is tectonic everywhere (GREKOV et al., 1974; BELOV, OMELCHENKO, 1976).

The Karabekskaya suite is presented by greenstone diabases, basaltic and andesite-basaltic porphyrites with interbeds of tuffs of the andesitic composition, sometimes lava-breccias, spilites, and sometimes by quartz albitophyres. Pillowlavas were frequently recognized.

The Teberdinskaya suite is composed of sericite-chloritic, chloriticactionolitic, frequently with epidote, schists (apopelitic, aposilty-sandy, apotufaceous, and apoeffusive of the basic and less frequently acid dacitic and plagioliparitic composition), phyllites, sometimes with interbeds of white marbled limestones.

The age of the both suites is not grounded paleontologically. The suites were attributed to the Lower Paleozoic due to pebbles of the ophiolitic association rocks found in conglomerates of the Llandoverian.

Silurian deposits form separate covering plates. The lower series is presented by variegated siltstones, quartz-feldspar sandstones, clay shales with interbeds of conglomerates, siliceous conglomerate — and gritstone-breccias, limestones, black flints and siliceous shales (1-5 m thick) and phtanites. There are interbeds of tuffs and bedded bodies of effusives (globular lavas, spilites, variolites) of the andesite-basaltic and trachybasaltic composition (up to 15-20 m thick). Graptolites enable to attribute them to the Middle and Upper Llandoverian and Lower Wenlock stage (CHEGODAEV, SAVCHENKO, 1975).

Upper Silurian deposits are presented by phyllites with lenticular interbeds of marbled limestones. Remains of graptolites are peculiar to the Lower Ludlow (DYSSA, KIZEWALTER, 1972; GREKOV et al., 1974).

The Paleozoic autochthone (para-autochthone?) of the Forerange is presented by Devonian and Lower Carboniferous deposits (Fig. 2, III). They can be subdivided from below upwards into the Bakhmutkinskaya, Kizilkolskaya, Kardzhurtskaya suites, Famenian and Tournaisian. All these stratigraphic subdivisions overlie successively each other. The basement of the entire column is not know, the lower contact being usually tectonic.

The Bakhmutkinskaya suite is presented by clay shales and phyllites with subordinate interbeds of siltstones and sandstones, rhythmicity of lamination being sometimes observed. Fine-pebbled conglomerates and gritstones were sometimes recovered. In the lowermost parts there are lenses of crinoid limestones (5--6 m thick) and small bun-shaped bodies of coral bioherms. Siliceous shales, dark banded jaspers (up to 3-5 m thick) and nodular scones with the cone-incone texture were found too. Greenstone tuffs and effusives can be sometimes recognized in the lower part of the suite and in its uppermost parts.

Fossils of corals, foraminifers, algae, spores and pollen are attributed to the Eifelian and Givetian stages (KRUTJ et al., 1963). There is the flora puculiar to the Middle Devonian of Bohemia (РОТАРЕНКО et al., 1974, GREKOV et al., 1974). The Lower Devonian age may be possible for the lower part of the suite.

The Kizilkolskaya suite is conformable with over- and underlying deposits, and is asigned to the Middle Devonian as to its stratigraphic position. It is composed of various effusives. These contain diabases (frequently containing quartz), diabase porphyrites, spilites, quartz albitophyries. Less frequent were pyroclastic and effusive-pyroclastic varieties of the same rocks. Still less frequently were observed sedimentary rocks, siliceous (including jaspers with radiolarians) and siliceous-hematitic rocks and small lenses of limestones being recognized among them. The limestones contain remains of corals, brachiopods, tentaculites, ostracods, Devonian crinoids that could not be identified in details.

The suite consists of various deposits and dikes of subvolcanic rocks. Its section is very variable. Amygdaloidal, cushioned and variolitic effusives of the basic composition, effusives of the median and acid composition, effusive-explosive piles, tuffs become rapidly thinner, pinch out, or replace facially each other. On the whole, the pile has a complicated megalens-shaped bedding. The thickness of some lenses is up to 100—1300 m. The total thickness of the suite varies from 300 to 2300 m, being sometimes 30—40 m only.

When judged by the features of structure and chemical and petrographic composition, the effusives of the Kizilkolskaya suite can be regarded as an island arc volcanic association of rocks. They include the well-known chalcopyritic deposits of the North Caucasus.

The Kartdzhutskaya suite has also conformable boundaries and is characterized by abrupt changes of facies and thicknesses. The suite is composed of various tuffs, tuff-sandstones, tuff-siltstones and tuff-conglomerates. Less frequent are clay- and siliceous shales, sandstones, limestones and effusives (plagioliparitic porphyries, quartz keratorphyres). The tuffs are of the acid composition. In tuff-conglomerates the pebbles are presented by effusives of the Kizylkolskaya suite, plagiogranites, granophyres and micropegmatites, limestones.

At the basement of the suite there occurs a horizon of siliceous and siliceoushematitic slates, its thickness being 50-150 m.

The Kartdzhurskaya suite is frequently divided into two subsuites — tufogene and terrigene ones. The lower subsuite is composed of tuffs of various composition, acid effusives, siliceous shales, jaspers, claystones, less frequently effusives of the basic and median composition and lenses of limestones being frequently revorded as well. The upper subsuite is a rhythmic alternation of sandstones, tuff-sandstones, tuff-conglomerates, siltstones and clay shales. The conglomerates, siltstones and clay shales. The conglomerates are characterized by presence of fragments, large blocks and lenticular bodies of limestone bioherms.

Rare findings of fossil remains of corals, brachiopods etc., enable a tentative dating of the Kartdzhurskaya suite, i. e. the uppermost parts of the Middle Devonian — the Frasnian stage.

Famennian deposits are presented by terrigenous rocks and limestones. In a most complete section on the Pastukhov mountain, D. S. KIZEWALTER singled out five horizons of limestones alternating with particoloured sandstones and siltstones. Facies changes are expressed in replacement of terrigenous rocks by carbonate ones. Fossil remains of corals, algae, brachiopods and foraminifers from the upper part of the pile testify to the Famennian stage and Etroeungt.

The Tournaisian stage rests conformably with slight washout on the Famennian. One can frequently distinguished at the base a horizon (10-20, seldom 50 m thick) of fine-pebbled quartzy conglomerates, gritstones and sandstones. This horizon contains pebbles of limestones Upper Famenian with microfaunistic remains. The pile is presented by alternation of sandstones (fine-grained quartz-feldspar), siltstones, clay shales, limestones and calcareous shales. The age is determined by means of fossil foraminiferal remains found in the lower part of the pile (Geology of the USSR .... 1968).

In the eastern part of the Forerange there is a pile, its structural and stratigraphic position has not been determined yet. By the character it reminds olistostromes. In limestone blocks of this pile Upper Famennian and Lower Tournaisian foraminiferal remains were found (data by I. I. GREKOV and YU. YA. POTAPENKO). The age of this pile may prove synchronous with the epoch of nappe formation, i. e. somewhere within the Viséan age.

In the zone of the Major Range of the Greater Caucasus (IV) the Labino-Buulgenskaya group is assumed to be of the Middle Paleozoic age. It is exposed with a gap in a narrow pass belt of the range from the Belaya river in the west till the Ardon river in the east. In the west (the Belaya and Damkhurts rivers) in the section of the series four suites have been distinguished (SOMIN, 1971). The lower Mamkhurtsevskaya suite is composed of biotitic, hornblende and leucocratic apovolcanogenic plagiogneisses, amphibolites to a lesser extent. It also contains strongly subordinate interbeds of micaceous and quartzitic schists below, and conglomerate-shaped rocks above. The Damkhurtsevskaya suite below is presented by the horizon of marbles, higher up the section — by a member of intercalating hornblende plagiogneisses and garnetmicaceous schists, metaconglomerates and quartz-micaceous schists that are overlain by amphibolites and amphibole plagiogneisses and a horizon of marble. The Lashtrakskaya suite is composed of metapelitic quartz-micaceous schists, frequently with graphite and garnet- sometimes with staurolite and disthen, and contains marble lenses. The Adzharskaya suite is presented by marble and leucocratic hornblende orthogneisses. The stratigraphic position of this suite is not quite clear. Carbonate rocks of the Lashtrokskaya and Adzharskaya suites contain fossils — crinoids of the Postcambrian age. By the lithological composition and succession the two lower suites are correlated to the Middle-Upper Devonian of the Forerange zone. The two upper suites are assumed to be Lower Carboniferous.

In the east, in the Kodori river basin the group consists of three suites. The Gwandrinskaya suite is composed of biotic and quartz schists and paragneisses, the participation of hornblende schists and amphibolites being subordinate. The Klychskaya suite consists mostly of amphibolites of volcanogenic genesis. The Dombaiskaya suite abounds in biotitic and binary micaceous plagioparagneisses. The Klychskaya suite appears to correspond to the middle part of the Mamkhurtsevskaya suite of the western sections of the Labino-Buulgenskaya group.

The most eastern outcrops of the Labino-Buulgenskaya group are known in North Osetiya and are presented by the Kassarskaya and Chanchakhskaya suites. The first of them is composed mostly of alternating quartz-biotites and hornblende schists, biotitic quartzites, and contains marble lenses in the top. The Chanchakhskaya suite consits of metamorphosed tuffs of the albitophyric composition, quarts-albitic, epidote-quartzy and micaceous schists. Regional metamorphism of this suite corresponds to the greens schist and epigote-amphibolitic facies, whereas the Kassarskaya suite — to the epidote, amphibolitic one. The remaining piles of the above group were subjected to transformation under conditions of the amphibolitic facies of regional metamorphism. In places the level of metamorphism rises up to the level where migmatites are formed.

The relationships between the Labino-Buulgenskaya and Makerskaya (Pcm?) groups of the Major Range are interpreted by various authors differently. It is certain that no jump in the metamorphism level and the history of metamorphism and its character has been observed. The history of the structural evolution did not show any principal differences as well. Therefore, despite the local presence of cataclasites in the contact zone of groups, one can believe that there is no structura-metamorphic unconformity between them. This enables us to suggest that at least the upper part of the Makerskaya group is of the Paleozoic age (Ordovician-Middle Devonian).

Middle Paleozoic deposits of the Southern slope zone are known in the region of Upper Svanetia only where they make up a part of bwmetamorphosed (not deeper that the chlorite-albite-muscovite subfacies) Desskaya group (Somn, 1971). The Kvanskaya suite containing amphipores and corals of the Eifelian stage of the Middle Devonian is considered the oldest. The suite is presented by subarkose sandstones, phyllite-shaped clay shales and bioherm bodies of limestones. The Uturskaya suite composed of volcanigenic rocks of the andesite-basaltic composition transformed into chlorite-albite-actinolitic schists, tuffoids and porphyroids (their thickness being over 400 m) is assumed to have the higher stratigraphic position. The age of the suite is tentatively determined as the Eifelian-Givetian. The next, Kirarskaya, a about 2000 m thick suite is composed of polymictic sandstones, siltstones, clay shales, intraformational conglomerates and lenses of limestones. In the middle part of the section were found corals apparently of the Frasnian stage of the Upper Devonian. The upper part of the Kirarskaya suite, beginning from the horizon of conglomerates is of the Lower Carboniferous age, as Upper Viséan-Lower Namurian corals were recovered here.

In the Lesser Caucasus the section of Middle Paleozoic deposits begins with organogene limestones, claystones and quartzy sandstones. Redeposited Lower Devonian fossils were found here. It is not excluded that the lower part of this thick (1400 m) pile is of the Siluian age. Higher up the section there occur limestones and multicoloured sandstones, claystones and siltstones with a rich fauna of Eifelian and Givetian brachiopods. Frasnian and Famennian stages are arenaceous limestones, sandstones, clay shales, and sometimes phtanites; interbeds of phosphorites were recognized in the Famennian. The total thickness of the Devonian continous section is about 3000 m (ARAKE-LYAN, 1964).

Lower Carboniferous deposits rest conformably on Devonian ones. These are also marine terrigenous and carbonate sediments. The limestones are frequently bituminous, or organogene-detrital, sometimes oölitic, rich in remains of foraminifers, corals and brachiopods of the Etroeungt — Viséan middle substage. Higher up the eroded surface of the Devonian deposits is overlain by Permian and younger beds.

### Upper Paleozoic

In the Caucasus the Upper Paleozoic is composed of Upper Viséan, Namurian, Middle-Upper Carboniferous and Permian deposits. When judged from the historico-tectonic position, it will be expedient to assign the Lower Triassic to the same complex. Upper Paleozoic deposits of the Caucasus can be subdivided into some types differing in formations.

In the eastern continuation of the Donets Basin and the southern slope of the Greater Caucasus these are mostly terrigene marine deposits closely related to Middle Paleozoic ones and similar to them by the composition. In the rest of the Precaucasus and in the Forerange of the North Caucasus they form a typical Hercynian orogenic complex of continental molassa and volcanic rocks.

In the Major Caucasian range there are both the continental and marine deposits. The Upper Paleozoic of the Transcaucasian massif is also composed of orogenic, terrigene and volcanic sediments of marine and continental genesis. Quite different, mostly carbonate deposits of the platform type are distributed in the south of the Lesser Caucasus (Armenia and the Nakhichevan ASSR).

In the Precaucasian region the Upper Paleozoic deposits presented by red terrigene (conglomerates, sandstones, siltstones and claystones) and volcanogenic (tuffs, tuff-sandstones, andesite-dacitic porphyrites, acid lavabreccias and ignibrites) rocks are distributed sporadically, frequently filling separate superimposed depressions. They rest on the Middle Paleozoic deposits with unconformity and a large stratigraphical gap and are usually not metamorphosed and slightly dislocated, forming often one complex with Triassic rocks.

In addition to, in the west of the Precaucasian region A. I. LETAVIN (1972) singled out one more complex — marine Upper Paleozoic rocks that have been very poorly studied. Its relationships with the Middle Paleozoic are not known yet. These are carbonatesiliceous, coaly-carbonate, carbonate-clay shales, red marls, claystones, sandstones with sporadic interbeds of limestones containing fragments of brachiopods, Bryozoans, gastropods, columnals, echinoid spines, remains of corals and ostracods. An assemblage of foraminifers recognized among them belongs, on the whole, to the Upper Paleozoic.

In the southern part of the Bechasin zone (Fig. 2, II) continental upper Paleozoic deposits are distributed sporadically. They form some small basins or erosional relics, occur unconformably on Precambrian crystalline complexes. The piles of grey, slightly molassic deposits belong to the uppermost parts of the Middle- and Upper Carboniferous, as to remains of the flora. Red coarsedetrital deposits and land effusives are attributed to the Lower Permian according to comparison with analogous deposits of the Forerange zone.

The Upper Paleozoic complex of the Forerange zone rest unconformably on the Middle Paleozoic one and is unconformably overlain by Lower Jurassic deposits of the marginal part of the Alpine geosynclinal system of the Geater Caucasus. Triassic deposits occupy an intermediate position. Lower Triassic molassas in the eastern part of the zone continue, in fact the Late Paleozoic development, whereas Upper Permian and Triassic marine deposits, known in the western part of the Forerange, form a quasiplatform cover.

A pile of sandstones, siltstones, claystones and fine-pebbled conglomerates was recognized at the base of the Upper Paleozoic section (Fig. 2, III). The pile contains remains of Namur A, Namur C and Westphalian A of the West-European scheme, this corresponding to the Serpukhovian stage of the Lower Carboniferous and the lower part of the Bashkirian stage of the Middle Carboniferous USSR (ANISIMOVA, CHEGODAEV, 1976).

The overlying Middle Carboniferous deposits are subdivided into two piles. The lower one is composed of sandstones, siltstones, claystones, conglomerates, tuffs, and less frequently effusives of quartzy-porphyries, as well as of tuffites and tuff-sandstones. Among them there occur rare interbeds of coal, reaching sometimes thickness up to 2–4 m. The pile is characterized by three assemblages of fossil floras dated as the Early Bashkirian, Late Bashkirian transitional to the Early Moscovian, and the Early Moscovian age, or the Westphalian A – Early Westphalian B- Westphalian B – the lowermost parts of the Westphalian C and the Westphalian C respectively. The thickness of this part of the section is 155–465 m.

Contrary to the previous pile the upper one is characterized by disappearance of effusives and appearance of great numbers of ashy-siliceous interbeds. The upper part of the pile abounds in conglomerates and sandstones; thin, not persistent coal beds can be observed too. Pebbles of microcline-containing granites widely distributed in the Major Caucasian Range appear in conglomerates for the first time. The fossil flora enables us to date the upper pile as the Moscovian stage or the Westphalian C and D.

Upper Carboniferous deposits rest on the Middle Carboniferous mostly conformably, but in some places the lower part of the Carboniferous falls out, and the upper one overlies with angular unconformity Middle Carboniferous deposits. Marginal unconformity with a transgressive transition over Middle Paleozoic deposits can be observed in places.

The Upper Carboniferous begins in some places with boulder conglomerates with pebbles of quartzy porphyries and their tuffs from the middle Carboniferous.

Upper Carboniferous deposits are subdivided according to rhythmicity of alternation of rocks into three large rhythms of the first order formed by conglomerates (pebbles of crystalline rocks, granites, quartzy porphyries and quartz), gritstones, variegated sandstones, siltstones and claystones. In places there are some lenticular interbeds of coal, andesitic porphyrites.

Abundant assemblages of the fossil flora enable to date the Kassimovian and Gzhelian stage and to correlate the deposits to suites  $C_3^1 - C_3^2$  and  $C_3^2 - C_3^3$  of the Donets Basin.

The Permian deposits of the Forerange are presented by thick continental red volcanogene-terrigene rocks, and in the west of the zone — by marine carbonate-

terrigene Upper Permian deposits. The red deposits are subdivided into five suites: Aksautskaya, Kinyrchatskaya, Gimaldyskaya, Shantatsarskaya and Srednebeskesskaya. The Aksautskaya suite  $(P_1^i)$  rests conformably on the Upper Carboniferous, passing in places with angular unconformity over older deposits. It is presented by lacustrine sandstones, siltstones and claystones of red-brown and dark grey colours. They contain interbeds and lenses of dolomitized limestones, ferruginous dolomites, siliceous phosphate-bearing claystones, phosphates and coaly shales. In the marginal parts of the basins there appear lenses and interbeds of conglomerates and gritstones.

Floral remains of walchia, cordaites and callipterides (?), as well as fragments of fish bones and scales of the Acanthodus genus were found in the lowermost parts of the Aksautskaya suite. Reprints of reptiles legs resembling *Amphisauroides (Auxipes) minor* (HEYLER et LESSERTISEUR) were found in the middle part of the suite (after D. S. KIZEVALTER).

The Kinyrchadskaya suite  $(P_1^2)$  overlies both conformably and with angular unconformity the Aksautskaya suite and unconformably the older deposits. This suite, as well as the three abovelying suites, are characterized by imbricate occurrences characteristic of rocks of the piedmont slopes. The suite is composed of typical red coarse-detrital molassas: conglomerates, sandstones, less frequently siltstones, claystones and volcanogenic rocks. The latter are presented by andesitic and dacitic porphyrites, quartzy trachytic porphyries and their tuffs, up to 800 m thick. The suite is not characterized faunistically and can be correlated to the Saxonian or Upper Rotligend.

The Gimaldykskaya suite ( $P_1^3$ ) rests conformably on the Kinyrchadskaya suite, or is separated from it by a small angular unconformity. It is presented by alternation of sandstones, gritstones, conglomerates of the pinkish-grey colour. Horizons of amygdaloidal andesitic and trachyandesitic porphyrites, 7–15 m thick, were recognized in some places of the base of the suite.

Shantatsarskaya and Srednebeskesskaya suites lie conformably. The former is presented by irregular alternation of poorly sorted conglomerates (presence of boulder varieties being representative), gritstones and sandstones, whereas the latter is composed of conglomerates and gritstones below, and calcareous sandstones with siltstone and limestone interbeds above. Regular lamination is peculiar. The both suites are tentatavely attributed to the Middle Permian ( $P_2$ , Fig. 2, III).

Marine Permian deposits ( $P_3$ ) rest either conformably with a gap on red sediments, or unconformably on older groups. They are presented by a thin facially changeable carbonate-terrigenous pile including bodies of bioherm limestones. There are abundant fossil remains of brachiopods, corals, myarians, algae, spongs, trilobites, gastropods, nautiloids, etc. Small foraminifers (*Reichelina*, *Codonofusiella*, *Colaniella*, *Palaeofusulina*, etc.) testify to the uppermost parts of the Permian.

Besides the above red Permian deposits, there are in the Forerange thick (from 1000 to 3000 m) red terrigenous accumulations containing in the upper part in conglomerate pebbles the limestones with foraminifers of all Permian zones of

the Tethys, including the uppermost ones. The palynological studies of the last years (data by I. I. GREKOV) confirmed the Triassic age of these red deposits. It is quite possible that they correspond to continental red conglomerates and sandstones (up to 200—600 m) recognized in the base of a faunistically grounded Triassic section of the western part of the Forerange and can be attributed to the seisian stage.

In the Major Caucasian Range the Upper Paleozoic deposits were recorded in some isolated regions (Fig. 1 and 3). They are characterized by a certain similarity in the structure of the section. Its lower part contains grey and multicoloured sandy-conglomerate piles. These occur unconformably on metamorphic complexes. The composition of the clastic material is arkose and feldspar. Rhythmicity of lamination is typical. Interbeds of tuffs of the acid and median composition were observed in the Khuko region and North Osetiya, and interbeds of coal — in the region of Khuko. The age is determined by means of the flora remainsinthe Khuko region only, where the upper part of the Westphalian is dated.



Fig. 3: Correlation of stratigraphic columns of Upper Paleozoic deposits along the zone of the Major Caucasus range. I — Khuko region; II — Pseashkho region; III — Kvishi region (Upper Svanetiya); IV — North Osetiya. Lithological symbols are similar to thos of Fig. 2.

The upper part of the section is composed of terrigene-carbonate, terrigene and carbonate Permian marine deposits. In the region of Khuko they overlie with angular unconformity the Middle Carboniferous and the Middle Paleozoic, whereas in other regions they rest conformably on the lower stratum (Fig. 3). Presence of calcareous bioherms is representative. Somewhat different is a Permian section in the Pseashkho region where the upper part of the pile is composed of black clay shales and banded multicoloured jasper-shaped siliceous shales. All these piles are unconformably overlain either by true Lower Lias deposits, or assumed Triassic deposits. In the region of Pseashkho the contact requires additional studies. In the Khuko region all three Permian series were dated by means of fossil foraminifers, in other places the fossil findings proved poorer.

In the central part of the Major Range in the Baksan river basin in narrow grabens there is a 200 metres red conglomerates, gritstones and sandstones resting on crystalline schists. Sporepollen remains enabled to date the Lower Permian.

Eastwards, on the continuation of the Major Range zone, to the eastsouth of the town of Grozny, a Permian carbonate, lagoonmarine stratum was penetrated in holes in the Alpine nappe structures. Dolomites, sandy-silty marls with siderite, dolomite and ankerite were found here. The total thickness is up to 1000 m. Fossil foraminiferal remains testify to the Middle and Upper Permian.

The Upper Paleozoic in the tectonic zone of the Southern slope of the Greater Caucasus is presented by thick (up to 4000 m) marine, mostly terrigenous deposits conformably overlying similar Middle Paleozoic rocks, forming together with the latter one Desskaya group (SOMIN, BELOV, 1967).

Upper Viséan — Lower Namurian deposits make up a part of the abovementioned Kirarskaya suite. The section begins with conglomerates and includes dark clay shales, polymictic sandstones and gritstones, sporadic interbeds of siliceous shales and lenses of bioherm limestones with numerous coral remains. The Middle Carboniferous was established by means of corals and foraminifers of the Bashkirian stage (its upper part) in lenses of limestones occuring among black phyllite-like shales and sandstones with interbeds of intraformational conglomerates. This part is singled out as the Bakyldskaya suite.

There are no as yet reliable paleontological data on the Upper Carboniferous in the Desskaya group.

Permian deposits are presented by two suites. The Lailinskaya suite is composed mostly of plagioclase-quartzy sandstones and resembles the marine molassa. Somewhat lower its foot, in the layers that are tentatively included in the Bakyldskaya suite, foraminifers of the Sakmarian stage of the Lower Permian were found. The second, conformably occurring Chelshurinskaya suite is composed of rhythmically alternating phyllite-shaped shales, siltstones and sandstones. There are also arenaceous limestones and conglomerates. In the lower part of the suite there are foraminifers assigned to the lowermost parts of the Middle Permian, and in its upper horizons — foraminifers of the Upper Permian Murgabsky stage. Further on, there occurs conformably the Gvadarashskaya suite composed of polymictic sandstones, gritstones, conglomerates, clay shales, short lenses of limestones. No fossils were recovered here. Proceeding from the stratigraphic position of this suite overlying the Chelshurinskaya one, it age is assumed to correspond to the Upper Permian — Triassic. This suite, as well as older parts of the Desskaya group section, is unconformably overlain by Lias deposits.

Upper paleozoic deposits appear to occur in Kakhetiya (Speroza ridge) where they are presented by a thick pile of arkose sandstones, likely of the Upper Carboniferous-Lower Permian age, and limestones near which in the secondary position the only one finding of Upper Permian brachiopods was recovered. It is also not excluded that they are of the Liassic age (ADAMIYA, 1968). When judged by the composition of clastic rocks, the above pile rested most probably on Preupper Paleozoic granite-metamorphic base.

On the Transcaucasian massif the Upper Paleozoic deposits overlie strongly unconformably old crystalline schists and granitoids. This is mostly a continental complex associated with the orogenic stage of develogment. On the Khramsky salient it is presented by a pile of tuffites, ashy and psammitic tuffs and less frequently tufobreccias of the acid composition, phtanites, tuffsandstones, coaly-siliceous siltstones and claystones. The latter often contains reprints of the flora. In the lower part of the section there occur reefogene limestones with abundant remains of brachiopods, corals, foraminifers and algae. All these fossils testify to the Upper Viséan — Lower Namurian age of the lower part of the complex and the Upper Bashkirian of its upper horizons. The pile of the Dzirulsky salient contains lavas, lavabreccias and pyroclastolites, apoliparites and albitophyries (BELOV, 1967; ADAMIYA, 1968).

In the southern part of the Lesser Caucasus the Upper Paleozoic is presented only by Permian deposits of the submarine character. These are grey and bituminous algal and algal-foraminiferal limestones; in the upper part of the section there are pelitomorphous limestones, marls and clay shales. The complex is subdivided (ARAKELYAN, 1964; LEVEN, 1975) into a number of suites. When judged by paleontological data, the lowermost of them can be attributed to the Artinian stage of the Lower Permian, whereas the upper one corresponds to the Dzhulfinian and Chansinian stages of the Upper Permian. In this part of the Caucasus the Permian deposits are overlain without visible unconformity by clay shales and marls of the Lower Triassic Indian stage.

The researchers studying the Caucasian Paleozoic are still faced with a number of problems. The principal of them are aimed at determination of the age and elucidation of stratigraphic relationships between metamorphosed complexes of the Greater Caucasus and Transcaucasian. It is also necessary to determine more exactly the structural position of some strata in relation to the recent discovery of Hercynian nappes in the Forerange.

The advance of our knowledge of the Paleozoic of the Skiphean plate basement will depend on the results of drilling in search for oil and gas. Some less significant stratigraphic questions require a more detailed study.

- ADAMIYA, Sh. A.: Prejurassic deposits of the Caucasus. 293 p. Izdat. "Metsniereba", Tbilisi, 1968 (russ.).
- ANISIMOVA, O. I., Chegodaev, L. D.: Floristic assemblages of Lower- and Middle Carboniberous transitional layers of the North Caucasus. Izvestiya Akad. Nauk SSSR, ser. geol., 11, p. 62—66, Moscow, 1976 (russ.).
- ARAKELYAN, R. A.: Paleozoic, p. 21—148. Geology of the Armenian SSR, vol. II, Stratigraphy, isdat. Akad. Nauk Arm. SSR, p. 378, Erevan, 1964 (russ.).
- BELOV, A. A.: New data on Paleozoic geology of the Khramsky massif of South Georgia. Izvest. VUZ, geol. and razv., N. 12, p. 3-11, Moscow, 1967 (russ.).
- BELOV, A. A.: On the history of tectonic development of the northern margin of the Epibaikalian subplatform in the Lesser Caucasus. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., N. 10, p. 121-129, Moscow, 1968 (russ.).
- BELOV, A. A.: The Alps, the Balkans and the Greater Caucasus in the Paleozoic (a comparative analysis of their tectonic development). Int. Geol. Rev., v. 14, No. 12, p. 1321-1337, 1972.
- BELOV A. A., OMELCHENKO, V. L.: Ophiolites in the structure of the Marukhsky nappe and some problems of Paleozoic stratigraphy and magmatism in the Forerange of the North Caucasus. Geotektonika, No. 2, p. 44—56, Moscow, 1976 (russ.).
- CHEGODAEV, L. D., SAVCHENKO, N. A.: The first finding of Lower Silurian graptolites in the North Caucasus. Dokl. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., v. 220, No. 2, p. 441-442, Moskow, 1975 (russ.).
- DICKINSON, W. R.: Plate tectonics in geological history. Science, v. 174, No. 4005, p. 107-113, 1971.
- DYSSA, F. M., KIZEVALTER, D. S.: Importance of Silurian graptolites findings for Middle Paleozoic stratigraphic of the North Caucasus. Bull. MOIP, otd. geol., 47, No. 2, p. 55–57, Moscow, 1972 (russ.).
- Geology of the USSR, v. 9, North Caucasus, part I, p. 759, Moscow, 1968 (russ.).
- GREKOV, I. I., KROPACHEV, S. M., MOMOT, S. P., KORENJ, T. N.: The Marukhsky nappe in the Paleozoic of the North Caucasus. Sov. Geologiya, No. 2, p. 77–85, Moscow, 1974 (russ.).
- GREKOV, I. I., MOMOT, S. P., ISHCHENKO, T. A.: New findings of the Middle Paleozoic fossil flora of the Forerange. Abstr. papers IV Conference Geol. Mineral resources North Caucasus. SKTGU, p. 14-15, Essentuki, 1974 (russ.).
- KRUTJ, I. V., YAKOVLEV, L. I., KROPACHE, S. M., LYASHENKO, A. I., SHARKOVA, T. T.: Stratigraphic position and structure of the Karachaevskaya series of the North Caucasus. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., No. 10, p. 49–59, Moscow, 1963 (russ.).
- LETAVIN, A. I.: Principles of tectonic zonation and structure of the basement of the young platform of the USSR South. p. 20–28. In: "Structure of the basement of young platforms". — Izdat. "Nauka", p. 274, Moscow, 1972 (russ.).
- Leven, E. Ya.: Stratigraphy of Permian deposits of the Transcaucasian. Sov. Geologiya, N. 1, p. 96—110, Moscow, 1975 (russ.).
- POTAPENKO, Yu. Ya., MOMOT, S. P.: New data on the North Caucasian Cambrian deposits. Dokl. Akad. Nauk SSSR, v. 164, No. 3, p. 648–650, Moscow, 1965 (russ.).
- POTAPENKO, Yu. Ya., ISHCHENKO, T. A., SNEZHKO, V. A., SOLOVIEV, F. S.: The first finding of the Middle Devonian flora in the North Caucasus. Abtsr. papers IV Conference Geol. Mineral Resources North Caucasus. SKTGU, p. 13, Essentuki, 1974 (russ.).
- SOMIN, M. L.: Prejurassic basement of the Major range and Southern slope of the Greater Caucasus, p. 246, "Nauka", Moscow, 1971 (russ.).
- SOMIN, M. L., BELOV, A. A.: On stratigraphic subdivision of the Desskaya series in Svanetiya (Central Caucasus). Bull. Mosk. ob-va ispytatelei prirody, otd. geol., v. 42, No. 1, p. 40–48, Moscow, 1967 (russ.).
- SOMIN, M. L., BELOV, A. A.: On the tectonic history of the southern slope of the Greater Caucasus. Geotectonics, N. 1, p. 37—39, Washington, 1967.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. Juli 1977.

## GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT

A-1031 WIEN III, RASUMOFSKYGASSE 23 Postfach 154 Direktion: F. Ronner und T. E. Gattinger

### PUBLIKATIONEN:

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT MIT SONDERBÄNDEN VERHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

BUNDESLÄNDERSERIE, bisher erschienen:

H. KÜPPER: Wien, 1968; S 200.—
W. DEL-NEGRO: Salzburg, 2. Auflage, 1970; S 100.—
E. THENIUS: Niederösterreich, 2. Auflage, 1974; S 150.—
W. DEL-NEGRO: Abriß der Geologie von Österreich, 1977; S 130.—

### GEOLOGISCHE KARTEN teils mit ERLÄUTERUNGEN

#### Neuerscheinungen:

Bl. 17, Großpertholz. Von G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1977. Mit Erläuterungen (in Plastiktasche, gef.)	s	150.—
Bl. 18, Weitra. Von A. ERICH, G. FUCHS & B. SCHWAIG-	~	450
HOFER, 1977. Mit Erläuterungen (in Plastiktasche, get.)	S	150
Bl. 200, Arnoldstein. Von N. ANDERLE, 1977	s	210.—
Bl. 201, Villach-Assling. Von N. ANDERLE, 1977	s	195.—
(Die Erläuterungen zu den Bl. 200 und 201 werden nach		
Erscheinen nachgeliefert.)		
P. BECK-MANNAGETTA, R. GRILL, H. HOLZER & S. PREY:		
Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstätten-		
karte 1:1 Mill. von Österreich. 2. unveränderte Auflage,		
1977	s	100.—
WALDVIERTEL. Arbeitstagung der GBA 1977. Redaktion:		
A. MATURA. Mit einer geologischen Übersichtskarte	S	100.—

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt,

A-1031 Wien III, Rasumofskygasse 23. Für die Redaktion verantwortlich:

Dr. Franz K. Bauer und Dr. Manfred E. Schmid, 1031 Wien III, Rasumofskygasse 23.

Druck: Brüder Hollinek, IZ, Straße 3, Objekt 26, 2351 Wiener Neudorf.

## Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges (Ostalpen)

Von P. HELBIG und K. SCHMIDT\*)

Mit 11 Abbildungen und 5 Tafeln (= Beilagen 1-5)

Laaser-Serie Faltung (variszische, alpidische) Metamorphose (variszische, alpidische) Ostalpen

- Ötztalkristallin
- Schlüsselwörter Schlingentektonik
  - Schneeberger Kristallin
  - Schneeberger Zug
- Tektonik

Österreichische Karte 1: 50.000 Blätter 147, 148

#### INHALT

A. Einleitung	179
B. Gesteinsbeschreibung	181
I. Paragesteine	181
1. Allgemeines	181
2. Biotit-Plagioklas-Gneis	181
a) Schiefergneis	182
b) Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer	182
c) Biotitporphyroblasten-Schiefer	183
d) Quarzitische Gesteine	183
e) Muskovit-Chlorit-Schiefergneis	184
3. Glimmerschiefer	184
a) Granat-Muskovit-Glimmerschiefer	184
b) Granat-Glimmerschiefer	184
c) Granat-Staurolith(Disthen)-Glimmerschiefer	186
4. Marmore und Kalkglimmerschiefer	186
a) Marmore	187
b) Epidot-Hornblende-Marmor	188
c) Kalkglimmerschiefer	188
5. Kalksilikatgesteine	188
a) Kalksilikat-Einschlüsse	188
b) Diopsid-führende Kalksilikatgesteine	188
II. Amphibolite	189
1. Allgemeines	189
2. Einzelbeschreibung	190
a) Biotit-Plagioklas-Amphibolite	190
b) Epidot-Amphibolit	191

ł

<sup>\*)</sup> Anschrift der Autoren: Dr. P. HELBIG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberweg 9-11. Prof. Dr. K. SCHMIDT, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität, 8000 München 2, Luisenstraße 37.

		c) Hornblende-Schiefer	91
		d) Aktinolith-Schiefer	91
	3.	Zur Genese der Amphibolite	91
$\mathbf{II}$	I. Gr	anitgneise	.91
	1.	Allgemeines	.91
	2.	Einzelbeschreibung	92
		a) Muskovit-Granitgneis	92
		b) Zweiglimmer-Granitgneis	93
		c) Biotit-Granitgneis	94
		d) Aplitgänge	95
	3.	Zur Genese der Granitgneise	95
IV	7. Ba	sische Ganggesteine	95
V	7. Pe	trogènese $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $1$	96
	1.	Kristallisation (Kr) und Deformation (Fm) 1	96
	2.	Metamorphose	.99
V	I. Zı	ir Abgrenzung des Schneeberger Zuges gegen die Laaser Serie und	
	da	s Ötztal-Kristallin	200
C. Te	da kton	s Ötztal-Kristallin	200 202
C. Te	da ekton I. Te	s Ötztal-Kristallin	200 202 202
C. Te	da ekton I. Te 1.	s Ötztal-Kristallin	200 202 202 203
C. Te	da ekton I. Te 1.	s Ötztal-Kristallin       2         ik       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         Flächengefüge       2         a)       Hauptschieferung         s1       2         s2       2	200 202 202 203 203
C. Te	da ekton I. Te 1.	s Ötztal-Kristallin       2         ik       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         Flächengefüge       2         a)       Hauptschieferung         s1       2         b)       Schieferung         s2       2	200 202 203 203 203
C. Te	da ekton I. Te 1. 2.	s Ötztal-Kristallin       2         ik       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         Flächengefüge       2         a)       Hauptschieferung s1         b)       Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         Achsengefüge       2	200 202 203 203 203 203 203
C. Te	da ekton I. Te 1. 2.	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ikonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         Flächengefüge       2         a)       Hauptschieferung s1       2         b)       Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a)       B1-Achsen       2	200 202 203 203 203 203 203 206 206
C. Te	da ekton I. Te 1. 2.	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         plächengefüge       2         a)       Hauptschieferung s1       2         b)       Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a)       B1-Achsen       2         b)       B2-Achsen       2	200 202 203 203 203 203 203 203 203 206 206 208
C. Te	da ekton I. Te 1. 2.	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         Plächengefüge       2         a)       Hauptschieferung s1       2         b)       Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a)       B1-Achsen       2         b)       B2-Achsen       2         c)       B0-Achsen       2	200 202 203 203 203 203 203 206 206 206 206 208
C. Te	da ekton I. Te 1. 2. 3.	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         Plächengefüge       2         a)       Hauptschieferung s1       2         b)       Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a)       B1-Achsen       2         b)       B2-Achsen       2         c)       B0-Achsen       2         Auswertung       der Gefügediagramme       2	200 202 203 203 203 203 203 206 206 206 206 208 208
C. Te	da ekton I. Te 1. 2. 3.	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         Plächengefüge       2         a)       Hauptschieferung s1       2         b)       Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a)       B1-Achsen       2         b)       B2-Achsen       2         c)       B0-Achsen       2         Auswertung       der Gefügediagramme       2         a)       Achsengefüge       2	200 202 203 203 203 203 203 203 203 206 206 208 208 209 209
C. Te	da ekton I. Te 1. 2. 3.	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         plächengefüge       2         a) Hauptschieferung s1       2         b) Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a) B1-Achsen       2         b) B2-Achsen       2         c) B0-Achsen       2         Auswertung der Gefügediagramme       2         a) Achsengefüge       2         b) Schieferung s2       2         b) B2-Achsen       2         c) B0-Achsen       2         b) Schieferung der Gefügediagramme       2         a) Achsengefüge       2         b) Schieferungsgefüge       2	200 202 203 203 203 203 203 203 203 206 208 208 209 209 209
C. Te	da ekton I. Te 1. 2. 3. 4.	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         Flächengefüge       2         a) Hauptschieferung s1       2         b) Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a) B1-Achsen       2         b) B2-Achsen       2         c) B0-Achsen       2         Auswertung der Gefügediagramme       2         a) Achsengefüge       2         b) Schieferungsgefüge       2         b) Schieferungsgefüge       2         b) Schieferung der Gefügediagramme       2         a) Achsengefüge       2         b) Schieferungsgefüge       2         b) Schieferungsgefüge	200 202 203 203 203 203 203 203 203 203
C. Te	da kton I. Te 1. 2. 3. 4. gebn	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         plächengefüge       2         a) Hauptschieferung s1       2         b) Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a) B1-Achsen       2         b) B2-Achsen       2         c) B0-Achsen       2         Auswertung der Gefügediagramme       2         a) Achsengefüge       2         b) Schieferungsgefüge       2         z       2         b) B2-Achsen       2         b) B2-Störung der Gefügediagramme       2         a) Achsengefüge       2         b) Schieferungsgefüge       2         ztörungen       2         ztörungen       2         ztörungen       2         ztörungen       2         ztörungen       2         ztörungen       2	200 202 203 203 203 203 203 203 206 208 209 209 209 209 209 213
C. Te	da ekton I. Te 1. 2. 3. 4. cgebn	s Otztal-Kristallin       2         ik       2         ktonische Strukturen       2         ktonische Strukturen       2         plächengefüge       2         a) Hauptschieferung s1       2         b) Schieferung s2       2         Achsengefüge       2         a) B1-Achsen       2         b) B2-Achsen       2         c) B0-Achsen       2         Auswertung der Gefügediagramme       2         a) Achsengefüge       2         b) Schieferungsgefüge       2         z) Schieferungsgefüge       2         z) Schieferungsgefüge       2         z) Schieferungsgefüge       2	200 202 203 203 203 203 203 203 203 203

#### Zusammenfassung

Das Westende des Schneeberger Zuges ist im Bereich der Texelgruppe und des Otztaler Hauptkammes (Similaun, Hohe Wilde) neu kartiert und tektonisch aufgenommen worden. Lithologisch bestehen zwischen dem Otztal-Kristallin und dem Schneeberger Zug erhebliche Unterschiede. In den polymetamorphen Gesteinen sind im wesentlichen zwei Deformationen (Fm1, Fm2) und zwei Kristallisationen (K1, K2) nachzuweisen.

Zwischen den Achsengefügen des Schneeberger Zuges ( $B_1 = 145^{\circ}/50^{\circ}$  NW) und des umgebenden Otztal-Kristallins ( $B_1 = 158^{\circ}/56^{\circ}$  NW) besteht Übereinstimmung. Beide Komplexe wurden variszisch homoachs gefaltet.

Das Ende der Kr1-Kristallisation fällt in das Oberkarbon. Die überwiegend postkinematische Kristallisation Kr2 ist alpidisch. Eine Unterscheidung zwischen variszischen und frühalpidischen Deformationsgefügen wird dadurch erschwert. Nach Serienvergleichen in den Ostalpen kommt den karbonatischen Abfolgen des Schneeberger Zuges am ehesten silurisch-devonisches Alter zu.

#### Summary

Recently the western end of the Schneeberger Zug in the Texel group, and the Otztaler Hauptkamm (Similaun, Hohe Wilde) were remapped and their tectonics investigated. Considerable lithologic differences distinguish the Otztal crystalline and the Schneeberger Zug.

In the polymetamorphic rocks essentially two deformations ( $Fm_1$ ,  $Fm_2$ ) und crystallisations ( $Kr_1$ ,  $Kr_2$ ) are evident. The fold axes of the Schneeberger Zug ( $B_1 = 145^{\circ}/50^{\circ}$  NW) and of the

Otztal crystalline ( $B_1 = 158^{\circ}/56^{\circ}$  NW) nearly coincide. Both units were folded along the same axes in the Variscian era.

The Kr<sub>1</sub>-crystallisation ended in the Upper Carboniferous. The mainly postkinematic crystallisation Kr<sub>2</sub> is of Alpidic age. Therefore any differentiation between Variscian and Alpidic deformation fabrics is difficult. According to lithostratigraphic comparisons in the Eastern Alps the carbonate rich series of the Schneeberger Zug are most probably of Silurian-Devonian age.

### A. Einleitung

Der Schneeberger Zug ist Bestandteil der ostalpinen Ötztalmasse und nimmt seinem abweichenden Gesteinsbestand und seiner Metamorphose nach eine besondere Stellung im ostalpinen Altkristallin ein. Er beginnt im Westen in der Texel-Gruppe und ist ostwärts bis nach Sterzing zu verfolgen, wo er an der Brenner-Linie endet (Abb. 1). Die im Norden und Westen anschließenden Gesteine gehören zum Ötztal-Kristallin. Glimmerschieferserien und Marmore auf der SE-Seite wurden von SANDER (1929) und SCHMIDEGG (1964) der Laaserserie ("Zone der alten Gneise") zugerechnet. ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971) haben bei einer Neugliederung der Gesteinsfolgen vorgeschlagen, den Begriff "Laaser-Serie" aufzugeben (Abb. 1).

Tektonisch ist der Schneeberger Zug mit dem umgebenden Altkristallin eng verknüpft. Er ist an seinem Westende in der Texel-Gruppe mit steilen Faltenachsen (B =  $145^{\circ}/70^{\circ}$  NW Schrottner; B =  $170^{\circ}/50^{\circ}$  NW Lodner) in den Schlingenbau der südlichen Otztaler Alpen einbezogen und hebt sich bei Sterzing muldenförmig mit 20° bis 25° nach Osten heraus. Die Nordgrenze des Zuges wird, wie tektonisch eingeklemmte Stollen permomesozoischer Gesteine zeigen, wenigstens streckenweise von alpidischen Störungen gebildet.

SANDER (1929) hielt zwei tektonische Deutungen für diskutabel:

1. "Der Schneeberger Zug ist eine nach Süden überschlagene, komplizierte Mulde im Altkristallin"

2. "Der Schneeberger Zug ist eine vom Altkristallin überschrittene Tauerndecke über Kalkphyllit. Sekundär emporgepreßt und als Fenster entblößt."

SCHMIDEGG (1933) gliederte die im Altkristallin synklinal eingelagerten Gesteine und stellte fest, daß einige Serien im Westen mit steilachsig verfalteten Stirnen enden und in den prä- bis parakristallinen Schlingenbau der südlichen Otztaler Alpen einbezogen sind. KLEBELSBERG (1935) nahm für diese Bewegungen variszisches Alter an.

Im Gegensatz dazu stellte TOLLMANN (1963) den Schneeberger Zug in das von ihm neu definierte Oberostalpin und deutete ihn als überschobene, später eingemuldete Masse, die an etlichen Stellen über noch erhaltenem mittelostalpinem Mesozoikum liegt. Gegenargumente wurden von SCHMIDT (1965 b) vorgebracht.

Zur Petrogenese und Tektonik des Schneeberger Zuges äußerten sich ferner SCHMIDEGG (1964), SCHMIDT (1965 b), SCHMIDT et al. (1967), MILLER et al. (1967); FÖRSTER (1967); PURTSCHELLER (1969); PURTSCHELLER et al. (1972); SATIR (1975) und HOINKES & PURTSCHELLER (1976). ZANETTIN (1971) faßte die Ergebnisse einer italienischen Arbeitsgruppe zusammen.

1\*

Demnach bestehen folgende Auffassungen:

1. Der Schneeberger Zug besteht aus paläozoischen Serien, die bereits voralpidisch mit dem Altkristallin verfaltet wurden.

2. Das Alter der mehrphasigen Metamophose wird unterschiedlich beurteilt. BAUMANN et al. (1967), HELBIG (1969), SCHMIDEGG (1933, 1964) haben sich für einen bedeutenden alpidischen Anteil an der Kristallisation der Schneeberger Gesteine ("Schneeberger Kristallisation") ausgesprochen. Förster (1967), PURT-SCHELLER (1969), PURTSCHELLER et al. (1972) und SCHMIDT et al. (1967) messen der voralpidischen Metamorphose mehr Gewicht bei.

HOINKES & PURTSCHELLER (1967) lassen beide Möglichkeiten zu.

3. Nach ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971) haben die Gesteine des Schneeberger Zuges permomesozoisches Alter. Ihre Metmorphose ist daher alpidisch.



Abb. 1. Tektonische Übersichtskarte der südlichen Otztalmasse.

1 — Paragneise und Glimmerschiefer; 2 — Gesteine des Schneeberger Zuges (oben), Glimmerschiefer der Laaser Serie (unten); 3 — Tektonische Leitgesteine (Orthogneise, Amphibolite, Marmore); 4 — Tonalitische Gneise und Orthoamphibolite; 5 — Granitgneise; 6 — Zentralalpine Trias. I — Stubaier Schlinge; III — Venter Schlinge; III — Marzell-Schlinge; IV, V — Schlingen des Schnalstales; VI — Hochjoch-Schlinge; VIII — Vernagt-Schlinge; VIII — Mittelberg-Schlinge; IX — Schrottner und Lodner Schlinge.

Arbeitsgebiete: A - Fuchs et al., 1969; B - BAUMANN et al., 1967; C - vorliegende Arbeit.
Auch DE VECCHI et al. (1971) haben sich für nur eine (alpidische) Metamorphose ausgesprochen.

4. Biotit-Alter (Rb/Sr) aus dem Schneeberger Zug und der auflagernden Trias ergaben für das Ende der "Schneeberger Kristallisation" etwa 80 Millionen Jahre (SCHMIDT et al. 1967, MILLER et al. 1967).

SATIR (1975) nimmt für den Höhepunkt der Metamorphose nach (Rb/Sr) Hellglimmeraltern 120 bis 100 Millionen Jahre an.

Im Rahmen der vom geologischen Institut der Technischen Universität München durchgeführten Untersuchungen der Ötztaler Alpen (BAUMANN et al. 1967, FUCHS et al. 1969, SCHMIDT et al. 1967) hat HELBIG (1969) in den Sommern 1964 bis 1967 die Texel-Gruppe und den Ötztaler Hauptkamm zwischen Similaun und Hoher Wilde im Maßstab 1:10.000 neu kartiert und tektonisch aufgenommen (Abb. 1, Tafel 1).

An den tektonischen Aufnahmen im Bereich des Ramolkammes nahm unser Kollege A. LINSBAUER teil, der 1969 im Dachstein tödlich verunglückte und seine Kartierung im Bereich des Gaisberg- und Rotmoos-Ferners nicht mehr zum Abschluß bringen konnte.

# B. Gesteinsbeschreibung

Im Aufnahmegebiet sind Gesteine vorherrschend, die aus sandigen und tonigen Sedimenten hervorgegangen sind. Sie enthalten im Bereich des Schneeberger Zuges Marmorlagen mit rasch wechselnder Mächtigkeit. Orthogesteine und Amphibolite treten als relativ schmale Lagergänge auf, können aber auch in Form lakkolithischer Intrusionen in die Schieferserien eingedrungen sein. Sie bilden gemeinsam mit den Marmoren und Quarzitlagen tektonische Leitgesteine.

### I. Paragesteine

### 1. Allgemeines

Die Hauptmasse der Paragesteine bilden Biotit-Plagioklas-Gneise mit wechselnden Quarz-, Plagioklas- und Glimmergehalten. Daneben treten Granat-Glimmerschiefer und Granat-Staurolith(Disthen)-Glimmerschiefer auf. Sie sind sowohl im Otztal-Kristallin als auch in der Laaser-Serie vorhanden und bilden große Teile des Schneeberger Zuges.

### 2. Biotit-Plagioklas-Gneis

Die Bezeichnung Biotit-Plogioklas-Gneis ist ein Sammelbegriff (HAMMER, 1929) für die vorherrschenden Metasedimente des südlichen Ötztal-Kristallins. Kennzeichnend sind reliktische sedimentogene Wechsellagerungen quarzitischer und glimmerreicher Gesteinstypen im cm- und m-Bereich.

Lokal, vor allem im Bereich der Lodner-Schlinge, tritt in den Glimmerschiefern eine deutliche Feldspat-Sprossung auf. Hin und wieder sind auch, wie im Ötztal, spindelförmige zonargebaute Kalksilikat-Einlagerungen festzustellen. In den südöstlichen Randbereichen des Schneeberger Zuges, wie auch bei Obergurgl, erfolgte, vor allem in Glimmerschiefern, eine kräftige postkinematische Biotit-Blastese. SCHMIDEGG (1933) bezeichnete diese Gesteine als Grenzglimmerschiefer (Biotitporphyroblasten-Schiefer). Ähnliche Gesteine wurden von HELBIG auch südwestlich des Schrottners im Trübtal und südlich der Karlesspitze kartiert.

a) Schiefergneis

Das Gestein zeigt eine ausgeprägte Parallelschieferung. Mit abnehmendem Feldspatanteil erfolgt der Übergang zu Quarzglimmerschiefern und Glimmerquarziten. Schiefergneise mit mehr als 10% Feldspat sind aber relativ selten.

M i n e r a l b e s t a n d : Quarz, Biotit, Muskovit, Plagioklas (An 45, An 15), Chlorit, Granat. Akzessorien: Apatit, Epidot, Turmalin, Rutil, Zirkon, Hornblende, Orthit, Titanit und Kalifeldspat.

Quarz als Hauptgemengteil bildet ein granoblastisches Korngefüge mit gelängten Großkörnern (Kd. bis 7 mm) und enthält Interngefüge (si) aus Glimmern und Granat. Böhm'sche Streifen und Dehnungsrisse senkrecht  $s_1$  sind häufig. Die Quarzbildung erfolgte prä-, syn- und postkinematisch.

Plagioklas ist in kleinen Körnern als Altbestand im Quarzgefüge enthalten. Neusprossungen sind polysynthetisch verzwillingt und enthalten Glimmer und Granat.

Biotit bildet blättrig und feinschuppig die Schieferungsgefüge  $s_1$  und  $s_2$ . Die Winkel zwischen beiden Flächensystemen betragen 30 bis 35°. Pleochroismus: X = hellgelb-braun, Y = Z = mittel- bis dunkelbraun. Polygonalbögen weisen auf prä- bis postkinematische Kristallisation. Es treten deutliche Querbiotite auf. Biotit ist mit Chlorit verwachsen und chloritisiert.

Chlorit (Pennin, Prochlorit) entstand auf Kosten des Granats und Biotits. Büschelige oder rosettenartige Aggregate sind häufig.

Granat (Kd. 0,1 bis 1 mm) zeigt Umwandlungen in Biotit, Chlorit und Epidot. Die rundlichen Körner sind stark zerbrochen. Gedrehte Quarzinterngefüge zeigen Rotationen bis zu 80°. Die Bildung der Granate ist prä- bis synkinematisch.

b) Muskovit-Biotit-Glimmmerschiefer

Der Übergang zwischen Schiefergneisen und Glimmerschiefern ist fließend, so daß eine Grenze kaum kartierbar ist. Durch die Plagioklas-Sprossung werden die Glimmerschiefer sekundär in Gneis-Glimmerschiefer und Schiefergneise umgewandelt.

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Plagioklas (An 30), Chlorit, Granat.

Akzessorien: Turmalin, Apatit, Rutil, Zirkon, Titanit, Erz.

Die Minerale zeigen im allgemeinen gleiche Korngröße und ähnliche Gefüge wie in den Schiefergneisen.

Biotit und Muskovit sind vorwiegend langflaserig oder grobschuppig (Kd. 5 mm) entwickelt und treten in wechselnden Mengenverhältnissen auf. Die Polygonalbögen deuten auf eine prä- bis synkinematische Bildung. Spätere Deformationen haben zur Zerscherung des Glimmerbestandes geführt. Der letzten Kristallisation gehören die Querglimmer an.

Plagioklas (An 30) ist vorwiegend polysynthetisch verzwillingt. Die Kristalle zeigen die Merkmale synkinematischer, meist aber postkinematischer Blastese.

c) Biotitporphyroblasten-Schiefer

Paragneise mit einer sehr starken Biotit-Sprossung und Querbiotit-Bildung bezeichnete SCHMIDEGG (1933) im Randgebiet des Schneeberger Zuges als Grenzglimmerschiefer bzw. Biotitporphyroblasten-Schiefer. Diese Biotit-Sprossung ist jedoch nicht auf den Randbereich des Schneeberger Zuges beschränkt. Sie tritt auch innerhalb des Otztal-Kristallins auf. Eine kartographische Abgrenzung ist wegen der fließenden Übergänge nicht möglich. Die Mineralparagenese ist die gleiche wie in Schiefergneisen und Glimmerschiefern.

Biotit zeigt in verschiedenen Proben abweichenden Pleochroismus (X = gelbbraun, Y = Z = dunkelbraun). Die Biotite bilden sowohl das Schieferungsgefüge  $s_1$  als auch postkinematische Querkristalle. In beiden Fällen weisen sie etwa den gleichen Chemismus auf (BAUMANN, 1967). Sie sind aber eisenärmer als Biotite in permotriassischen Gesteinen. Jüngste Bewegungen auf  $s_1$  bewirkten auch eine Zerscherung der Querglimmer.

d) Quarzitische Gesteine

Quarzitische Gesteine treten im Bereich des Schneeberger Zuges häufiger auf als im übrigen Otztal-Kristallin. Die äußerst glimmerarmen Gesteine zeigen makroskopisch ein massiges Quarzkorngefüge mit hell- bis dunkelgrauer oder gelb-brauner Bänderung und einer cm- bis dm-Bankung.

Quarzitlagen wurden zwischen Lodner und Rötelspitze am Roteck und zwischen Zielalm und Blasiuszeiger kartiert. Sie treten teils im Granat-Muskovit-Glimmerschiefer, teils im Schiefergneis auf und sind intern gefaltet.

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat. Apatit, Turmalin, Plagioklas (An 35–20 An). Akkzessorien: Zirkon, Rutil, Titanit, Erz.

Quarz bildet mit 70—90 Vol.% den Hauptanteil. Größere Körner (Kd. bis 2 mm) werden oft von kataklastischem Kleinkorngefüge (Kd. 0,05 bis 0,5 mm) umgeben. Teilweise erfolgte eine stufenweise Rekristallisation.

Biotit und Muskovit treten in wechselnden Mengenverhältniss feinschuppig bis lepidoblastisch (Kd. 0,03 bis 0,0 mm) auf. Sie bilden Polygonalbögen oder offene Glimmergefüge.

Die Glimmer belegen  $s_1$  und  $s_2$ . Die Flächen schließen einen größeren Winkel (40° bis 60°) ein als in den Glimmerschiefern.

G r a n a t (Kd. 0,03 bis 3 mm) tritt als Nebengemengteil idiomorph bis kataklastisch deformiert auf. Die Körner sind zum Teil deutlich aufgeweitet. Außerdem treten Pseudomorphosen von Chlorit, Epidot und Erz nach Granat auf.

Die Quarzite am Ausgang des Maisertales zwischen Zielalm und Blasiuszeiger besitzen ausgesprochene blastomylonitische Korngefüge. Der Quarz (Kd.  $0,3 \ge 2 \text{ mm}$ ) ist in  $s_1$  gelängt. Die Glimmer, vor allem Muskovit, sind feinblättrıg in  $s_1$  und  $s_2$  geregelt.  $s_1$  und  $s_2$  bilden Winkel von 25 bis 55°. Poikiloblastischer Granat ist zerbrochen und in Epidot und Erz umgewandelt. Die durch ihre dunkelgraue bis schwarze Farbe auffallenden, meist feinkörnigen "graphitischen" Quarzitschiefer bilden Linsen bzw. konkordante Bänder im Altkristallin. Eine ca. 50 m mächtige Lage konnte vom N-Grad der Texelspitze etwa 700 m weit nach Westen verfolgt werden.

Das Graphit-Pigment konzentriert sich zum Teil in s, ist aber auch diffus im Gestein verteilt.

e) Muskovit-Chlorit-Schiefergneis und Chlorit-Quarzitschiefer

Diese Gesteine mit Chlorit als vorwiegendem Glimmer treten stets im Bereich von Störungen auf, wie etwa an der Johannes- oder Hühner-Scharte oder im Pfaßer Kar unter Walt's Warte. Im Gegensatz zu Myloniten zeigen sie jedoch deutlichere Rekristallisation.

3. Granat-Glimmerschiefer

a) Granat-Muskovit-Glimmerschiefer

Die grauen Granat-Muskovit-Glimmerschiefer bilden das Hauptgestein des Schneeberger Zuges. Sie wurden von SANDER (1929) und SCHMIDEGG (1964) zum Teil der Laaser-Serie zugeordnet.

Die hellgrauen Gesteine sind intensiv kleingefaltet. Im Verlauf der Faltung entstand eine 2. Schieferung  $(s_2)$ , die die Faltenscheitel schneidet und die erste Schieferung  $s_1$  überprägen kann. Lokal ist auch eine 3. Schieferung  $s_3$  entwickelt (Abb. 2).

Der Granat erreicht selten Korndurchmesser von mehr als 1 mm. Eine Sprossung feinschuppigen Biotits (Kd. max. 1 mm) quer zum Schieferungsgefüge ist weit verbreitet. Lokal ist eine starke Feldspatblastese zu beobachten. Die unregelmäßig begrenzten bis cm großen Kristalle sind bisweilen in  $s_1$  angereichert, sonst aber diffus über das Gestein verteilt.

Mineralbestand: Muskovit, Quarz, Biotit, Granat, Plagioklas (An 35 – 18). Akzessorien: Epidot, Orthit, Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit, Titanit, Chlorit, Graphit.

M u s k o v i t als Hauptgemengteil und untergeordnet Biotit sind feinschuppig bis blättrig (Kd. 0,5 bis 5 mm) und bilden das flachwellige oder spitzgefaltete Schieferungsgefüge. Mit zunehmender Kleinfaltung werden die Glimmerbögen in den Faltenscheitel zerschert und es erfolgt eine Neusprossung in s<sub>2</sub>. Die vorwiegend kleinschuppigen Quermuskovite und Querbiotite sind ebenfalls zerschert.

Die Hellglimmerlagen der Glimmerschiefer des Schneeberger Zuges können erhebliche Paragonit-Anteile haben (SATIR, 1975).

Quarz- und Plagioklas erscheinen als Kleinkornpflaster (Kd. 0,1 bis 0,5 mm) in s geregelt. In den Faltenscheiteln erfolgte eine Sammelkristallisation.

b) Granat-Glimmerschiefer

Die grobflaserigen Granat-Glimmerschiefer sind als dm bis 100 m mächtige Lagen den Biotit-Plagioklas-Gneisen eingeschaltet, können aber auch, wie in der Schrottner Schlinge im oberen Pfossental, vorherrschen.



Abb. 2. Granat-Disthen-Glimmerschiefer. Lok. W-Seite des Schrottner Kares (2440 m). Maßstab: 3 mm, Λ Nicols.

Das Glimmergefüge zeigt eine intensive Kleinfaltung mit s2 in der Achsenfläche. Im Faltenscheitel synkinematisch gesproßte Plagioklase mit Deformationen // s2. Außerdem ist eine Glimmer-Knickfaltung und die Bildung einer weiteren Schieferung s3 zu erkennen. Disthen (links oben) ist randlich in Hellglimmer umgewandelt. Sein rotiertes s<sub>1</sub> (Rutil) weist auf eine prä-synkinematische Entstehung.

Hauptgemengteile sind bei Muskovitvormacht die Glimmer und der Quarz. Biotit kann jedoch durch Neusprossung das Übergewicht erlangen, so daß Übergänge zu Biotitporphyroblasten-Schiefern entstehen.

Plagioklas-Porphyroblasten zeigen bereits makroskopisch ein Interngefüge aus Glimmern und Granat (0,5 mm).

M i n e r a l b e s t a n d : Muskovit, Biotit, Quarz, Granat, Plagioklas (An 25), Chlorit.

Akzessorien: Orthit, Epidot, Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit, Titanit, aktinolithische Hornblende, Graphit.

Die Glimmer umschließen als strähnige Lagen Quarz-Feldspat-Aggregate oder bilden mit Einzelkristallen heteroblastische offene Teilgefüge. Synkinematisch senkrecht zu  $s_1$  gesproßte Muskovite können straff geregelte Glimmerlagen linsenförmig aufweiten. Postkinematische Querglimmer setzen über das  $s_1$ -Gefüge und umschließen es.

Quarz und Feldspat bilden feinkörnige Intergranulargefüge oder deformierte Mehrkornaggregate in der Glimmermatrix. Unverzwillingte, offenbar ältere Plagioklase sind mit Serizit gefüllt, so daß ihr An-Gehalt nicht sicher zu bestimmen ist (An > 37, < 16).

Die neugesproßten, unregelmäßig begrenzten Plagioklas-Porphyroblasten (An 25, Kd. bis 1 cm) bilden ungeregelte Mehrkorn-Aggregate und enthalten Interngefüge aus Quarz, Glimmer, Granat, Rutil und Turmalin. Auffällig sind myrmekitartige Quarztropfenbildungen.

Granat (Kd. 0,5 bis 20 mm) ist idiomorph oder bildet rundliche, teils synkinematisch rotierte Körner.

Die Porphyroblasten haben einen poikiloblastischen, teils durch Erzeinlagerungen getrübten Kern. Die Kristallsäume sind in der Regel einschlußarm. Verstellungen des Erzgefüges  $(s_i)$  gegen  $s_e$  sowie Glimmer-Stauchfalten und Quarzrekristallisate in den Restecken zwischen Granatkörnern belegen eine postkristalline Deformation. Dabei sind die Granat-Großkörner zum Teil zerbrochen und aufgeweitet worden. Die Bruchstücke sind zu Schwärmen idiomorpher Kleinkörner rekristallisiert (Abb. 4). Randliche Umwandlungszonen bestehen aus Biotit, Chlorit, Rutil und Titaneisen. HOINKES (1978) hat die Granat-Glimmerschiefer in einem Profil am W-Fuß des Schrottners mineralchemisch eingehend untersucht.

c) Granat-Staurolith (Disthen) - Glimmerschiefer

In den glimmerreichen Gesteinen des Schneeberger Zuges treten immer wieder Granat-Muskovit-Glimmerschiefer mit Staurolith und selten auch Disthen auf. Die Staurolith-Kristalle werden bis zu 10 cm lang, bilden zum Teil Durchkreuzungszwillinge und umschließen Granat. Ihre hellgraue Farbe weist bereits makroskopisch auf eine starke Serizitisierung hin.

M i n e r a l b e s t a n d : Muskovit, Quarz, Staurolith, Biotit, Granat, Plagioklas (An 20 – 30), Disthen. Akzessorien: Epidot, Chlorit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Apatit, Graphit.

Staurolith ist porphyroblastisch in  $s_1$  gesproßt und häufig vollständig in Hellglimmer (selten Chloritoid) umgewandelt, wobei in den Kernen eine Muskovit-Rekristallisation zu erkennen ist. Die umschlossenen Granate (Kd. 1,5 mm) enthalten getrübte Kerne und sind teils in Biotit und Chlorit umgewandelt. Größere Granat-Individuen zeigen rotierte Interngefüge (Abb. 3).

M u s k o v i t ist feinblättrig entwickelt und schmiegt sich den Staurolithen an. Daneben erscheinen postkinematisch gebildete Quermuskovite.

D i s t h e n konnte nur in einer Probe aus der Zone der Biotitporphyroblasten-Schiefer nördlich des Eishofes nachgewiesen werden.

SATIR (1975) bestimmte an Granat-Glimmerschiefern folgende (Rb/Sr) Biotit-Alter: Lok. Grubalm, südwestlich der Hohen Wilde 74  $\pm 3$  Millionen Jahre; Lok. Pfossental, nördlich "Schwarze Wand" 78  $\pm 3$  Millionen Jahre.

#### 4. Marmore und Kalkglimmerschiefer

Marmorlagen sind nicht nur in die Granat-Glimmerschiefer eingeschaltet, sondern wechsellagern ebenfalls mit normalem Schiefergneis. Ihr Vorkommen ist auf die Lodner- und die Schrottner-Schlinge sowie den Randbereich der umhüllenden Glimmerschiefer bei den Andelsböden beschränkt. Das fein- bis grobkristalline



Abb. 3. Granat-Staurolith-Glimmerschiefer. Lok. NW-Grat der Texel-Spitze (2930 m). Maßstab: 1 mm, Λ Nicols.

Granat mit rotiertem Si (Erz) ist von serizisiertem Staurolith umschlossen. Der Hellglimmerfilz ist deutlich rekristallisiert. Der Granat wird randlich in Chlorit umgewandelt.

Gestein ist rein weiß. Es kommen aber auch dunkelgraue und braune Bändermarmore vor.

Im Bereich der Hohen Weiße und gegen Lazins sowie am Schrottner wechsellagern die Marmore mit Kalkglimmerschiefern, wobei alle Übergänge von glimmerführendem Marmor zu kalkführenden Glimmerschiefern auftreten. Die stark wechselnde Mächtigkeit der Marmorlagen ist vorwiegend tektonisch bedingt. Sie schwankt zwischen einigen dm und etwa 250 m in der Südwand des Lodners.

a) Marmore

M i n e r a l b e s t a n d : Calcit, Dolomit, Quarz, Plagioklas (An 30), Epidot, Hornblende, Tremolit, Turmalin, Muskovit, Titanit, Magnetit.

Einige von KONNERTH (1977) analysierte Proben aus dem Gaisbergtal und nördlich Pfelders ergaben etwa:  $CaCO_3$  94%, MgCO<sub>3</sub> 3,2% (max. 13,5%), Sr/Ca = 1,25, K/Na 0,48.

Calcit (Kd. 0,05 bis 3 mm) zeigt im allgemeinen eine dichte Zwillingslamellierung.

Dolomit bildet mit Calcit (und) oder Quarz polygonale Mosaikgefüge und kann Quarzkörner umsäumen (HOINKES & PURTSCHELLER, 1976).

Plagioklas (An 30) ist unterschiedlich serizitisiert. Epidot (Kd. 0,5 bis 1 mm) tritt vor allem im Grenzbereich zu den Schiefergneisen auf.

Im Lazins-Tal wurde im Randbereich des Marmors gegen Kalkglimmerschiefer nadeliger (3 cm) Tremolit, am Schrottner eine Tremolit-Rosette ( $\phi$  10 cm) gefunden.

b) Epidot-Hornblende-Marmor

In den ursprünglichen Mergel-Zwischenlagen bildeten sich bei der Metamorphose Epidot und Hornblende. Zunehmende Vulkanitbeimengungen (Tuffe) leiten zu Amphiboliten über.

In das verzahnte Calcitgefüge der Gesteine sind Zwischenlagen von idiomorphem Klinozoisit (2,5 x 2 mm) und aktinolithischer Hornblende (Kd. 20 x 10 mm) eingeschaltet. Titanit (Kd. 0,4 x 0,1 mm) ist idiomorph und in s<sub>1</sub> geregelt. Die dunkelgraue Gesteinsfarbe wird durch feinverteilten Magnetit und Graphit hervorgerufen.

c) Kalkglimmerschiefer

Die Kalkglimmerschiefer bilden den Übergang zwischen Glimmerschiefern und Marmoren.

M i n e r a l b e s t a n d : Calcit, Muskovit, Biotit, Quarz, Plagioklas (An 35). Akzessorien: Epidot, Chlorit, Granat, Apatit, Zirkon, Turmalin, Erz.

Calcit (Kd. 0,5 bis 1 mm) bildet je nach Anteil (80 bis 20%) ein geschlossenes oder offenes Gefüge.

Die Matrix besteht vorwiegend aus Quarz (Kd. 0,1 bis 1 mm) und Glimmern (Kd. ca. 1 mm) mit unterschiedlichen Plagioklas-Anteilen (An 35, Kd. 0,1 bis 0,5 mm). Bei den Glimmern herrscht Muskovit vor. Er ist kataklastisch deformiert.

### 5. Kalksilikatgesteine

Kalksilikateinschlüsse kommen vorwiegend als dm- bis m-lange, zonar gebaute Schlieren und Linsen, seltener als Zwischenlagen in Schiefergneisen und Glimmerschiefern vor.

Daneben treten vornehmlich in der Nachbarschaft von Amphiboliten lichtgrüne, gebänderte, feinkörnige Hornblende-Epidot-Schiefergneise auf.

a) Kalksilikat-Einschlüsse

Die Kalksilikat-Einschlüsse in den Paragesteinen haben stets einen Lagen- und Zonarbau. Sie entsprechen den aus dem Venter Tal beschriebenen Typen (FUCHS et al. 1969).

b) Diopsid-führende Kalksilikatgesteine

In dem 15 m mächtigen Grenzamphibolit zwischen Schiefergneis und Granat-Muskovit-Glimmerschiefer im Kitztaufkar treten Zwischenlagen von graugrünen Kalksilikatgesteinen mit Aktinolithlinsen auf.

Mineralbestand: Epidot, Aktinolith, Diopsid, Hornblende, Quarz, Titanit, Apatit.

Fe-reicher Aktinolith (Kd. max. 1 x 3 mm) tritt nematoblastisch neben gemeiner Hornblende auf. In den lichtgrünen Lagen bilden Epidot, Diopsid und reliktischer Aktinolith das Schiefergefüge. Kleine Diopsid-Granoblasten (Kd. 0,1 mm) verdrängen Aktinolith.

### II. Amphibolite

# 1. Allgemeines

Die Amphibolite sind  $s_1$  parallel in Lagen von dm bis etwa 50 m Mächtigkeit in die Paragesteinsserien des Otztal-Kristallins und des Schneeberger Zuges eingeschaltet. Größere Mächtigkeit kann, wie etwa an der unteren Kesselwand, durch interne Isoklinalfaltung hervorgerufen sein. Andererseits sind die Lagen boudiniert mit Streckung parallel a oder b. Es ist auch festzustellen, daß Amphibolite im Streichen von Marmoren abgelöst werden.

Die Amphibolitlage auf der Südflanke der Hohen Wilde ist im Kern der Schrottner Schlinge in der Unteren Kesselwand tektonisch stark verdickt und keilt im Liegendschenkel gegen NW aus.

Am Grafferner östlich der Stettiner Hütte sind hangparallele Amphibolitfalten großflächig aufgeschlossen.

Die grob-, meist jedoch feinkörnigen Gesteine haben homöoblastische und porphyroblastische Struktur und sind im allgemeinen gut geschiefert. Je nach Mineralvormacht erscheinen die Gesteine dunkelgrün bis weißgrün gebändert oder gesprenkelt.

Mit wachsenden Quarz-Feldspat-Anteilen reichern sich die einzelnen Komponenten oft lagenweise an; es entsteht eine Bänderung.

	1	2	3	4	5	6	7
Amphibole	42,6	26,5	38,9	20,3	80,9	60,5	76,1
Quarz	38,5	20,9	5,3	34,7	4,6	7,9	0,1
Plagioklas <sup>1</sup> )	5,5	4,2	12,5	6,6	3,0	3,1	
Biotit	3,8	24,3	27,4	16,9	0,1	25,0	
Chlorit	0,7	1,3	_	0,8	1,5	1,2	18,9
Epidot	3,8	2,2	13,0	12,3	2,0	0,4	0,8
Granat	_	11,8		2,6	0,4	· · ·	
Apatit	0,5	0,9	0,4	0,6	0,5	0,6	0,5
Titanit	_	0,1	2,5	3,4	3,3	0,2	0,5
Erz	3,0	7,6	_	_	1,0	0,2	0,5
Calcit	1,6	_		1,8	0,5	0,1	_
Rutil		0,1	_	_	2,1	0,6	3,0
Zirkon		0,1	_		0,1	0,2	0,1
	Σ 100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
1) Serizit-	Klinozoi	sit-Fülle	e wurde	als Plagi	oklas ge	rechnet	

#### Tabelle 1: Zusammensetzung verschiedener Hornblendegesteine in Vol. %

1. Amphibol-führender Glimmerschiefer (rechte Seite des Trübferners)

2. Granit-Amphibolit (rechte Seite des Pfaßer Kares)

3. Epidot-Biotit-Amphibolit (Untere Kesselwand)

4. Epidot-Biotit-Amphibolit (Untere Kesselwand)

5. Hornblende-Schiefer (Südflanke der Kleinen Weißen)

6. Chlorit-Aktinolith-Schiefer (linke Seite des Grafbaches)

7. Biotit-Aktinolith-Schiefer (südwestlich des Kesselferners)

Östlich der Stettiner Hütte kommen im Amphibolit aplitische Hornblendegneise vor. Häufig ist auch in unmittelbar angrenzenden Schiefergneisen eine verstärkte Granat- und Hornblende-Sprossung festzustellen.

#### 2. Einzelbeschreibung

Es lassen sich folgende Gesteinsvarietäten unterscheiden: Fein- bis grobkörnige Biotit-Plagioklas-Amphibolite, Epidot-Amphibolite, Hornblende-Schiefer, Aktinolith-Schiefer (Tab. 1).

a) Biotit-Plagioklas-Amphibolite

Die Gesteine sind stets weiß-grün gesprenkelt oder gebändert. Kurzsäulige bis langnadelige Hornblenden mit unterschiedlicher Regelung bilden meist geschlossene Gefüge.

Mineralbestand: Hornblende, Aktinolith, Quarz, Plagioklas (An 20 -30, An 0–10), Kalifeldspat, Biotit, Chlorit, Muskovit, Epidot/Klinozoisit, Granat, Calcit, Titanit.

Akzessorien: Rutil, Zirkon, Apatit.

Die Hornble nde weist starken Pleochroismus (X = weißgrün, Y = olivgrün, Z = hellblau-dunkelblaugrün) auf. Nach Messungen mit dem U-Tisch handelt es sich um Mg-reiche Hornblenden, aktinolitische Hornblenden und Grünerit. Die Kristalle sind poikiloblatisch durchwachsen mit: Quarz, Epidot/Klinozoisit, Biotit, Chlorit, Calcit bzw. Ankerit, Titanit und Erz. Ihr Habitus ist kurzsäulig bis nadelig (Kd. 0,3 bis 5 mm). Die Kristalle sind parallel bis diablastisch verwachsen und kataklastisch deformiert. Verstelltes Erz-s<sub>i</sub> zeigt postkristalline Rotation an. Neben überwiegender Regelung in s<sub>1</sub> erfolgte ein Kristallwachstum nach s<sub>2</sub> (s<sub>1</sub>  $\triangle$  s<sub>2</sub> = 30°).

Es ergibt sich aus den optischen Daten, daß der Amphibol-Altbestand retrograd vorwiegend in eisenarmen lichtgrünen Aktinolith umgewandelt wurde.

Quarz und Plagioklas bilden intersertale Pflastergefüge (Kd. 0,1 bis 1 mm). Die Plagioklase sind unterschiedlich gefüllt (Serizit, Klinozoisit). Die An-Gehalte betragen bei ungefüllten Plagioklasen 20 bis 30%, bei gefüllten etwa 20%.

Biotit (X = weißgelb, Y = mittelbraun, Z = rotbraun) ist blättrig bis feinschuppig ausgebildet. Die Kristallisation erfolgt syn- bis postkinematisch. Die Kristalle enthalten Einschlüsse von Titanit, Rutil, Epidot, Zirkon und Erz. Eine jüngere Biotit-Generation entstand auf Kosten der Hornblende und des Granats.

Chlorit, blaß bis kräftig grün gefärbt, ist mit Biotit verwachsen in  $s_1$  geregelt. Seltener sind rosettenförmige Aggregate. Neben Gliedern der Penninreihe tritt besonders bei der Umwandlung von Granat und Hornblende tiefgrüner Prochlorit auf.

Granat (Kd. 0,01 bis 30 mm) ist mit zunehmender Korngröße stärker klastisch deformiert. Die Bruchstücke sind auseinander gerückt. Es erfolgte eine Umwandlung in Pennin, Prochlorit, Epidot, Erz und Titanit. Klare Anwachssäume mit Spaltrissen deuten auf eine Rekristallisation. Granat-Mikrolithe (0,01 bis 0,1 mm) können auch Faltengefüge nachzeichnen. b) Epidot-Amphibolit

Das Gestein ist durch einen meist schlierigen Wechsel von dunkelgrünen Amphibolit-Lagen mit grau-grünen kalksilikatischen Zwischenlagen gekennzeichnet. Es tritt u. a. an der Südflanke der Hohen Wilde und am See östlich der Stettiner Hütte auf. Auch hier sind die Hornblenden den deformiert und diablastisch rekristallisiert.

Biotit (X = hellgelb, Y = Z = rotbraun) fehlt in manchen Proben ganz. Er ist nach  $s_1$  und  $s_2$  geregelt und als Querbiotit in bezug auf  $s_2$  deutlich postkinematisch gesproßt.

E p i d o t (Klinozoisit, Pistazit) ist hypidiomorph-körnig bis xenomorph (Kd. 0,2 bis 0,7 mm) und parallel B geregelt. Hornblende und Biotit werden von Epidot-Großkörnern randlich verdrängt.

c) Hornblende-Schiefer

Den Amphiboliten gegenüber nimmt der Quarz- und Feldspatgehalt in diesen feinkörnigen dunkelgrünen Varietäten stark ab und verschwindet ganz.

Hornblende (Kd. 0,1 bis 1 mm) bildet ein feinkörniges bis nematoblastisches Gefüge mit unterschiedlichem Regelungsgrad. Porphyroblasten können cm-Größe erreichen, die Kataklase nimmt dann stark zu.

Die unterschiedliche Fülle der Plagioklase zeigt Schwankungen des An-Gehaltes (An 20 — 30) an. Vereinzelt sind Werte bis An 60 festzustellen, die einem Plagioklas-Altbestand entsprechen.

d) Aktinolith-Schiefer

Die Aktinolith-Schiefer treten zusammen mit den Amphiboliten des Schneeberger Zuge und des Otztal-Kristallins auf, sind aber im letzten häufiger zu finden.

## 3. Zur Genese der Amphibolite

Lagerung, Gefügebild und Mineralparagenese der amphibolitischen Gesteine geben keinen eindeutigen Aufschluß über ihre Genese. Reliktische Gefüge (gabbroide Kornaggregate, Ophitstrukturen u. a.) fehlen.

Für die vulkano-sedimentäre Entstehung spricht die oft deutliche Bänderung, die als reliktisches ss aufgefaßt werden kann. BAUMANN et al. (1967) deuteten Pentlandit-führende Magnetkiese in Amphiboliten als Hinweise auf deren magmatischen Ursprung.

#### **III.** Granitgneise

### 1. Allgemeines

Granitgneise bilden als dm- bis max. 200 m mächtige, weitreichende Lagergänge ausgezeichnete tektonische Leitgesteine. Im SE zwischen Tschigot und Zielspitze ist ein ca. 1,5 km mächtiger Biotit-Granitgneiskörper lakkolithförmig in die Schiefergneise eingelagert.

Es handelt sich dabei um aplitische Muskovit- oder Zweiglimmer-Granitgneise mit wechselnden Muskovit- und Biotitgehalten. Diese Varietäten bilden alle Übergänge zu zweiglimmerigen Augen- und Flasergranitgneisen (Tab. 2). Der Gesteinstyp hängt meist vom Grad der postkristallinen Deformation ab. Die Grenze zu dem umgebenden Nebengestein ist im allgemeinen scharf. Auch der mächtige Biotit-Granitgneis zwischen Tschigot und Zielspitze (Tschigot-Granit) weist im allgemeinen keine diskordanten Intrusionskontakte zum angrenzenden Paragestein auf (GREGNANIN & SASSI, 1969). Das s<sub>1</sub> der Paragneise wird aber beispielsweise in der Schlucht des Zielbaches oberhalb der Ginglalm unter spitzem Winkel (5 bis 7°) vom Parallelgefüge des Granitgneises abgeschnitten. Verschiedene Typen xenolithischer Einschlüsse beschrieben GREGNANIN & SASSI (1969) und GATTO et al. (1964).

Die im Randbereich innerhalb des Tschigot-Granits auftretenden Aplitgänge sind ebenfalls geschiefert, zum Teil auch kleingefaltet. Basische Linsen mit Aplitsäumen, wie am Gingl, können dem Nebengestein entstammen, aber auch als ehemalige lamprophyrische Einlagerungen gedeutet werden.

Außerdem folgen zwischen der Zielspitze und den oberen Andelsböden 3 bis 4 Aplitgranitgneis- bzw. Flasergranitgneis-Lager dem Granit im Abstand von 100 bis 200 m.

2. Einzelbeschreibung

a) Muskovit-Granitgneis

Das hell- bis mittelgraue homöoblastische, seltener porphyroblastische Gestein besitzt ein flaseriges Parallelgefüge. Die Porphyroblasten bestehen teils aus Kalifeldspat mit Plagioklas- und Quarzeinschlüssen, teils aus Plagioklas. Karlsbader Zwillinge und rotierte Interngefüge sind zum Teil bereits makroskopisch zu erkennen.

M i n e r a l b e s t a n d : Quarz, Plagioklas (An 30—40), Kalifeldspat, Muskovit, Biotit, Chlorit, Epidot/Klinozoisit.

Akzessorien: Apatit, Granat, Rutil, Zirkon, Calcit, Hornblende.

Quarz ist Hauptgemengteil und bildet plattig bis linsenförmig ausgelängte Mehrkornaggregate (0,5 x 5 mm). Kataklastische Großkörner (Kd. 1,5 x 2 mm) sind von Quarz-Mörtelsäumen umgeben.

Plagioklas bildet mit Quarz und Kalifeldspat ein ungeregeltes bis lagiges Pflastergefüge (Kd. 0,1 bis 1 mm).

Die Kristalle (An 35 – 40) sind zum Teil polysynthetisch verzwillingt und kaum gefüllt. Außerdem sind Porphyroblasten (Kd. 4–5 mm) mit Zwillingsbildung nach dem Karlsbader-, Albit- und Periklingesetz vorhanden. Verstellte Interngefüge und Einschlüsse von älterem Plagioklas zeigen, daß die Porphyroblasten jünger sind und dem Externgefüge (se) gegenüber bewegt wurden.

Der Kalifeldspat-Anteil wechselt. Kalifeldspate bilden als perthitische Mikrokline (Kd. 0,5–1,5 mm) Pflastergefüge mit Quarz und Plagioklas. Porphyroblasten (Kd. 5–10 mm) sind stets perthitisch (Fleckenperthit, Aderperthit) entmischt. Sie umschließen andere Gesteinsgemengteile und bilden mit Albit myrmekitische Reaktionssäume.

Es lassen sich also bei den Feldspäten 3 Abfolgen unterscheiden:

1. Altbestand, kataklastisch im Pflastergefüge und in Porphyroblasten enthalten.

192

2. Kalifeldspat und Plagioklas-Porphyroblasten.

3. Albitsäume um Plagioklas-Porphyroblasten.

Muskovit (Kd. 0,5–2 mm) ist feinschuppig bis lepidoblastisch unterschiedlich gut in  $s_1$  geregelt. Kristalldeformationen weisen auf prä- bis synkinematische Bildung hin. Postkinematische Muskovite sind unregelmäßig im Quarzund Feldspatgefüge gesproßt. Die Hellglimmer haben wechselnde Phengitanteile (SATIR, 1975).

Biotit tritt akzessorisch als Umwanglungsprodukt von Granat auf und wird selbst unter Erzausscheidung in Chlorit umgewandelt.

b) Zweiglimmer-Granitgneis

Zwischen den Muskovit-Biotit-Augengneisen und Flasergranitgneisen sind alle Übergänge zu beobachten. Besonders große Feldspat-Porphyroblasten (6,5 x 5 cm) kommen an der Ostseite des Pfaßer Kares vor. Sie sind hypidiomorph oder als Linsen in eine fein- bis mittelkörnige Grundmasse eingeregelt. Es handelt sich wiederum um Plagioklase oder perthitische Kalifeldspate mit Plagioklas- und Quarzeinschlüssen (Tab. 2).

	1	2	3	4	5	6	7
Quarz	52,7	46,8	34,9	41,6	32,1	27,0	29,5
Plagioklas <sup>1</sup> )	31,3	21,4	29,1	21,7	41,1	29,6	35,3
(Fülle) <sup>1</sup> )	(10)	(10)	(35)	(15)	(35)	(35)	(35)
Kalifeldspat		17,7	15,7	19,8	15,3	25,4	20,4
Muskovit	14,0	12,0	10,8	9,2	3,2	5,5	4,3
Biotit	0,4	0,3	2,2	5,9	7,0	1,9	4,5 (7,6)
Chlorit		0,7	1,4	0,3		6,3	3,2
Epidot	0,1	0,3	4,5	0,7	0,9	3,1	2,0 (1,0)
Apatit	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1	0,3	0,2
Granat	0,5		0,8	0,2	—		_
Rutil/Zirkon		0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Turmalin		_	0,1	_	_		-
Erz	_	0,2			0,1	0,4	0,2
Calcit	0,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,4	0,3
	Σ 100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabelle 2: Zusammensetzung granitischer Orthogneise in Vol. %

<sup>1</sup>) Serizit-Klinozoisit-Fülle wurde als Plagioklas gerechnet.

1. Muskovit-Aplitgneis vom SW-Grat des Schwarzwandls südlich des Eishofes.

2. Muskovit-Granitgneis von der N-Seite des Pfossentales zwischen Eishof und Rableit.

3. Zweiglimmer-Granitgneis von der Ostseite des Pfaßer Kares.

4. Zweiglimmer-Granitgneis vom Blockfeld hinter der Zielalm.

5. Biotit-Granitgneis, Block aus dem Zielbach.

6. Biotit-Granitgneis (chloritisiert), Block aus dem Zielbach.

Kalifeldspat, teils als perthitischer Mikroklin entwickelt, umschließt gefüllte, verzwillingte Plagioklase. Teils sind typische Schachbrettalbite ausgebildet. Plagioklas-Kalifeldspat-Reaktionen führten zur Myrmekitbildung. Die Diaphthorese bewirkte eine starke Serizitisierung. Die Plagioklase (An 45 — 50, An 15) sind unterschiedlich gefüllt. Die hohen An-Werte errechnen sich aus dem Volumen  $(30-40^{0}/_{0})$  der Klinozoisit-Muskovit-Fülle.

Plagioklase mit höheren An-Gehalten werden der Kristallisation Kr<sub>1</sub>, die Bildung der Feldspat-Fülle mit Endplagioklasen von (An 15) der Kristallisation Kr<sub>2</sub> zugeordnet. Auf Bruchfugen entstand während Kr<sub>3</sub> Albit (vgl. S. 199).

c) Biotit-Granitgneis

Das Gestein ist ein mittel- bis grobkörniger Gneis, der cm-große Kalifeldspat-Idioblasten oder -Linsen enthält. Große Biotite und feinschuppiger Muskovit bilden  $s_1$ . In den inneren Teilen des Gesteinskomplexes tritt fast massiger Granit auf. Dunkle xenolithische Einschlüsse sind relativ selten und bei der Kartierung nur im Tschigot-Granitgneis in der Umgebung des Tablander-Sees und im Gingl gefunden worden.

Teilweise ist der Granitgneis lit-par-lit in seine Rahmengesteine eingedrungen. Nördlich der Gingl-Alm folgen auf wenig deformierten Tschigot-Granit vom Westen nach Osten:

- 10 m Gneisglimmerschiefer intensiv verfaltet
- 10 m Tschigot-Granit bis Flasergranitgneis mit einer 0,5 m mächtigen basischen Linse
- 30 m Flasergranitgneis
- 5 m Schiefergneis
- 10 m Tschigot-Granitgneis
- 10 m Schiefergneis, intensiv gefaltet
- 20 m Tschigot-Granit und Flasergranitgneis in Wechsellagerung.

Der Flasergranitgneis ist eine tektonische Fazies des Tschigot-Granits.

Mineralbestand: Plagioklas (An 25 – 45, An 15), Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Muskovit, Epidot, Chlorit.

Akzessorien: Apatit, Granat, Zirkon, Titanit, Calcit.

Der Kalifelds pat ist als mikroperthitischer Mikrolin entwickelt und wird häufig von randlichen Myrmekitsäumen umgeben. Die Porphyroblasten werden zum Teil von Quarzmörtel- und schmalen Biotit-Muskovit-Lagen gesäumt.

Plagioklas umschließt Biotite und Granat-Mikrolithe. Einer stark gefüllten, vermutlich älteren Plagioklas-Generation (primär ca. An 45), stehen ungefüllte Kristalle (An 25) in der Matrix gegenüber.

Quarz (Kd. 0,05 mm) bildet Mörtelsäume und linsenförmige Großkristalle (Kd. 3 x 10 mm).

Biotit (X = gelb, Y = Z = rotbraun) und Muskovit sind zu feinschuppigen Glimmersträhnen zerlegt, in denen Querbiotite und -muskovite gesproßt sind. Blastische Biotitschuppen haben kataklastisches Glimmergefüge verdrängt oder schließen es ein. Durch die Diaphthorese wurden Biotit in Pennin, Zoisit und Erz umgewandelt. Aggregate aus Pennin, Epidot und Erz sind vermutlich Pseudomorphosen nach Granat. d) Aplitgänge

Weißgraue feinkörnige Aplitgänge treten im Randbreich des Tschigot-Granits vornehmlich als Lagergänge mit Parallelgefüge auf. An der Nordseite des Tschigots sind diskordante Gänge richtungslos körniger Aplite zu finden.

3. Zur Genese der Granitgneise

Die konkordante Gefügeentwicklung zwischen Nebengestein und Granitgneisen spricht dafür, daß die Intrusionen in bezug auf die Hauptfaltung  $Fm_1$  prä- oder synkinematisch erfolgten. Die Paragesteine müssen beim Einströmen der Schmelzen bereits ein ausgeprägtes Parallelgefüge besessen haben. Welcher Metamorphosegrad (Kr<sub>0</sub>) damit verbunden war, ist wegen der polyphasen Kristallisation nicht mehr festzustellen. Der Tschigot-Granitgneis bietet einen guten Einblick in die Petrogenese der Magmatite. GREGNANIN & SASSI (1969) beschrieben u. a. anatektische Reaktionen in den Kontaktzonen und eine Feldspat (Kalifeldspat, Plagioklas)-Blastese in xenolithischen Schollen und im Nebengestein.

Auf die Hauptintrusion folgten saure und basische Ganggesteine, die den Granitgneis teils konkordant, teils diskordant durchsetzen. Ob die aplitischen Lagergänge im Randbereich des Tschigot-Granitgneises dazugehören oder anateksiche Mobilisate darstellen, ist nicht entschieden.

Die Masse des Tschigot-Granitgneises gehört sehr wahrscheinlich der altpaläozoischen Intrusionsfolge an. Eine genauere chronologische Einstufung steht noch aus.

Aus Augenflasergneisen des Pfossentales, NW des Eishofes (2069 m), sind bisher lediglich (K/Ar) Glimmeralter bekannt,

Phengit 84  $\pm$ 4 Millionen Jahre; Biotit 80  $\pm$ 3 Millionen Jahre (SATIR, 1975).

#### IV. Basische Ganggesteine

Im Tschigot-Granitgneis konnten mehrere basische Gänge kartiert werden, die den Granit mit scharfen Kontakten, im allgemeinen diskordant, durchsetzen und unter Umständen der zweiten Schieferung (s<sub>2</sub>) folgen. Zwischen Königshof und Zielspitze liegen zwei dieser Gänge s-parallel.

Bei einer max. Länge von 600 m werden die Gänge nur wenige Meter mächtig und mußten daher in der Karte vergrößert dargestellt werden.

Die äußerst feinkörnigen, dunkel- bis hellgrau-grünen Gesteine erscheinen unterschiedlich geschiefert. Helle und dunkle Gemengteile bilden zum Teil ein lagiges Feingefüge, was durch feinschuppigen Biotit markiert wird. Im Gingl wird ein gefalteter Gang von einem 20 cm breiten Aplit gesäumt.

Im Pfossental wurde am oberen Schluchtende in Granat-Muskovit-Glimmerschiefern eine Ganggesteinslinse mit ophitischem Gefüge gefunden, die den basischen Gängen des Venter Tales gleicht.

Mineralbestand und Gefüge der lamprophyrischen Gänge wechseln beträchtlich. Besonders auffallend ist die unterschiedliche Kataklase.

M i n e r a l b e s t a n d : Quarz, Hornblende (grüne Hornblende, Aktinolith). Biotit, Plagioklas, Chlorit, Epidot, Titanit, Granat, Muskovit. Akzessorien: Apatit, Rutil, Zirkon, Calcit, Ankerit.

Ein Teil des Plagioklases wurde vollständig umgewandelt (mehr als 40% Fülle). Daneben treten neugesproßte ungefüllte Plagioklase (An 20 – 25) auf.

Hornblende ist poikiloblastisch mit Biotit, Klinozoisit, Calcit, Quarz, Titanit und Erz durchwachsen.

Biotit mit Interngefügen aus Quarz, Hornblende, Titanit und Klinozoisit sowie einschlußfreier Biotit sind teils in s, teils quer dazu gesproßt. Biotit ist wie Chlorit postkristallin deformiert.

Granat (Kd. 0,5–1 mm) bildete sich prä- bis postkinematisch.

#### V. Petrogenese

#### 1. Kristallisation (Kr) und Deformation (Fm)

Das Gefügebild und die Mineralassoziationen der Gesteine ermöglichen eine zeitliche Gliederung einzelner Kristallisations- und Deformationsphasen, die allerdings mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist.

Einmal sind bei Aufeinanderfolge verschiedengradiger Metamorphosen die stofflichen Voraussetzungen für die Einstellung entsprechender Mineralphasen nicht immer erfüllt, zum anderen ist es kaum möglich, die Paragenesen gleichgradiger, aber altersverschiedener Metamorphosen auseinanderzuhalten. Hinzu kommt, daß die Bewegungsbilder im Korngefüge öfter sind (z. B. SANDER, 1950, OLESEN, 1978).

Der Kristallisation (Kr<sub>0</sub>) werden alle Minerale zugeordnet, die in bezug auf die Hauptdeformation  $Fm_1$  präkinematisch entstanden. Sie bilden das Flächengefüge  $s_1$ . Welchen Grad die Kristallisation und Metamorphose erreichte, ist im einzelnen nicht festzulegen. Hierher gehört auch der primäre magmatische Mineralbestand der Orthogesteine.

Der Deformation  $(Fm_1)$  entspricht die großräumige Faltung um flache und steile Achsen (Schlingentektonik).

Ihr ist die Deformation des gesamten Mineralbestandes und die Faltung von  $s_1$  zuzuordnen. Außerdem entstand die zweite Schieferung ( $s_2$ ).

Die Kristallisation (Kr<sub>1</sub>) steht mit Fm<sub>1</sub> in Zusammenhang. Sie erfolgte syn- bis postkinematisch und erfaßte den gesamten alten Mineralbestand. Es bildeten sich Mineralparagenesen der Almandin-Amphibolit-Fazies. Kr<sub>1</sub> hat Fm<sub>1</sub> überdauert. Die postkinematische Mineralsprossung bestimmt daher das Gesteinsbild.

Als synkinematische Bildungen werden gedeutet: Sigmoidal gekrümmte, dem Faltengefüge eingelagerte, Kristalloblasten mit rotierten Interngefügen. Säulige bis nadelige Kristalle mit Regelung parallel B, zerscherte Faltenscheitel und Glimmer-Polygonalbögen. Polygonalbögen und geregelte Holoblasten können aber auch postkinematisch kristallisiert sein.

Die Deformation ( $Fm_2$ ) folgte im wesentlichen den durch  $Fm_1$  angelegten Strukturen und ist daher nur im mittleren und östlichen Schneeberger Zug eindeutig nachzuweisen, wo auch die permomesozoischen Serien deformiert wurden (BAUMANN, 1967).  $Fm_2$  ist also a l p i d i s c h. Die Gefügebilder der  $Fm_1$  und  $Fm_2$  entsprechen sich weitgehend<sup>1</sup>).

Die Kristallisation (Kr<sub>2</sub>), die "Schneeberger Kristallisation", überdauerte Fm<sub>2</sub>. Der Grad der Metamorphose ist im allgemeinen niedriger als bei Kr<sub>1</sub>. Er entspricht daher in den bereits kristallinen Gesteinsverbänden einer retrograden, in den permomesozoischen Serien einer progressiven Metamorphose.

Fm<sub>3</sub> umfaßt die jüngsten Deformationen; im Ötztal-Kristallin z. B. Bewegungen an N-S streichenden Störungen (Mylonitbildung), die mit dem Westschub der Ötztal-Decke (Schlinig-Überschiebung) und anderen Schollenbewegungen in Zusammenhang stehen.

Kr<sub>3</sub> entspricht der Rekristallisation der Mylonite, Kristallisationen auf Bruchfugen und retrograden Mineralbildungen.

Für die Paragneise und Glimmerschiefer ergibt sich demnach folgendes Kristallisationsschema (Tab. 3):

Zu Kr<sub>0</sub> gehören: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Muskovit, Granat, Staurolith?, Disthen?, Apatit, Graphit, (Erz), Orthit und Rutil. Die Kr<sub>0</sub>-Paragenese der Marmore und Kalkglimmerschiefer umfaßte zumindest Calcit, Dolomit, Quarz und Plagioklas.

Die Kr<sub>0</sub>-Plagioklase (An 20 – 40) sind unterschiedlich gefüllt (Klinozoisit + Serizit 0-30%). Dem entspricht ein primärer An-Gehalt von maximal 50%.

S-förmige Interngefüge im Granat sind selten. Meist ist  $s_i$  gegen  $s_e$  rotiert. Staurolith ist jünger als Granat, dessen ältere Kristallisationsphase an getrübten Kernen zu erkennen ist. Disthen, mit verstellten Interngefügen aus Erz und einer Regelung in  $s_1$ , ist präkinematisch entstanden.

Hauptkristallisation  $Kr_1 - Kr_2$ 

Da eine Reihe von Mineralien sowohl der Amphibolit- als auch der Grünschiefer-Fazies angehören, ist ihre Zuordnung zu  $Kr_1$  oder  $Kr_2$  schwierig. Dazu gehören: Calcit, Granat, Titanit, Epidot, Zoisit, Biotit, Muskovit, Mikroklin und Hornblende.

Synkinematisch zu Fm<sub>1</sub> kristallisierten: Biotit, Muskovit, Plagioklas, Kalifeldspat, Granat, Staurolith, Disthen, Turmalin, Hornblende.

Die Glimmer bilden häufig polygonale Bögen. Plagioklas ist leistenförmig gestreckt, die Zwillingslamellen sind verbogen. Turmalin ist weitgehend parallel B geregelt.

Postkinematisch zu Fm<sub>1</sub> kristallisierten: Plagioklas-Kristalloblasten mit (An 20 – 35). Sie verdrängen zum Teil den Kalifeldspat unter Myrmekitbildung. Hornblende- und Staurolith-Holoblasten überwachsen geregeltes Gefüge, verdrängen es oder schließen es ein. Es kommen außerdem in Betracht: Disthen, Granat, Muskovit, Paragonit, Biotit, teils in Form von Querglimmern, in den Marmoren auch Tremolit. Außerdem können bereits retrograde Umbildungen, wie etwa Staurolith  $\rightarrow$  Hellglimmer (+ Chloritoid) in diesen Abschnitt fallen.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>) BAUMANN et al. (1967) haben daher die postkinematischen Kristallisationen Kr1 und Kr2 zusammengefaßt und als "Kr2" bezeichnet.



Abb. 4. Granat-Glimmerschiefer. Lok. Lodner Hütte. Maßstab: 0,5 mm, Λ Nicols. Der Granat ist im Kern einer Kleinfalte zerbrochen und zu einem idiomorphen Kleinkorngemenge rekristallisiert. Die Hellglimmer-Biotit-Lagen bilden weitgehend rekristallisierte Polygonalbögen. Daneben sind Querbiotite vorhanden.

Kr<sub>1</sub> oder Kr<sub>2</sub> können zugeordnet werden: die perthitische Entmischung von Kalifeldspat, die Neubildung von Biotit, Muskovit und Paragonit (Polygonalbögen, Querglimmer) und die Glimmerblasten auf Scherbahnen. Das gleiche gilt für kataklastisch deformierten und rekristallisierten Granat sowie einschlußfreie Anwachsräume um Granat (Abb. 4).

Zu Kr<sub>2</sub> gehören alle syn- bis postkinematischen Mineralbildungen der Grünschiefer-Fazies. Dieser Kristallisationsabschnitt ist besonders im Schneeberger Zug ausgeprägt, dessen Mineralinhalt anscheinend weitgehend um- oder neugebildet wurde (SCHMIDT, 1965 b, SATIR, 1975). Für das Ausmaß der (alpidischen) Kr<sub>2</sub>-Kristallisation bietet die Metamorphose permomesozoischer Deckschichten wichtige Anhaltspunkte. Es muß demnach mindestens die Neubildung von Granat, Biotit, Muskovit, Oligoklas, Mikroklin und Staurolith (ZANETTIN, 1971) erfolgt sein.

Die bisher vorliegenden Granatbestimmungen zeigen, daß die Granate des Schneeberger Zuges mit einer kontinuierlichen Variation des Ca-, Fe-, Mg- und Mn-Gehaltes (Glockenkurve) in deutlichem Gegensatz zu den Granaten des Altkristallins mit diskontinuierlichem Verteilungsprofil von Ca, Fe, Mg, Mn stehen (DE PIERI & GALETTI, 1972). Das wird als Hinweis auf eine einaktige Metamorphose der Schneeberger Gesteine gedeutet (ZANETTIN, 1971).

In die Kr<sub>2</sub>-Phase gehören außerdem: Die Umwandlung von Tremolit in Talk, Calcit und Dolomit (HOINKES & PURTSCHELLER, 1975), mit großer Wahrscheinlichkeit auch die Umwandlung von Paragonit in Albit und Disthen (PURTSCHEL-LER et al. 1972, JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1973).

Biotit, Muskovit und Chlorit sind synkinematisch in s1 oder postkinematisch als Querglimmer gewachsen.

Wie die Glimmerbildung reicht auch die Hornblende-Blastese aus dem Schneeberger Zug in das Altkristallin hinein (SCHMIDT, 1965 b).

Die breits in  $Kr_2$  beginnende retrograde Metamorphose wurde durch eine intensive Kataklase und Mylonitisierung (Fm<sub>3</sub>) fortgesetzt. Bewegungen auf Schieferflächen führten zur Zerscherung von Querglimmern.

Die Kristallisation Kr<sub>3</sub> umfaßt die Bildung von Chlorit, Serizit, Epidot/Zoisit, Albit.

In den Amphiboliten ist eine entsprechende Kristallisationsfolge zu erkennen. Die Umbildung von grüner Hornblende in Aktinolith kann in Kr<sub>1</sub> erfolgt sein, gehört aber wahrscheinlich mit Schwerpunkt in Kr<sub>2</sub>.

In den Amphiboliten an der Südflanke der Hohen Wilde entstanden postkinematisch Oligoklase (An 20 – 30).

Bei den Granitgneisen gehört der primär magmatische Mineralbestand: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (An 35 – 40), Biotit, Muskovit, Zirkon, Apatit, Hornblende, Erz, Turmalin und Orthit zu Kr<sub>0</sub>.

Die syn- bis postkinematische Kristallisation  $Kr_1$  bewirkte im wesentlichen eine blatische Rekristallisation der primären Gefüge und eine Regelung in  $s_1$ . Dabei verringerte sich der An-Gehalt der Plagioklase durch die fortschreitende Bildung einer Muskovit-Zoisit-Fülle. Außerdem erfolgte eine Sammelkristallisation des Granats.

Durch die diaphthoritische Überprägung während  $Kr_2$  und  $Kr_3$  sind Bereiche des Tschigot-Granitgneises völlig chloritisiert worden. Bisweilen kann die Plagioklasfülle ähnliche Rekristallisation aufweisen, wie in manchen Tauern-Zentralgneisen.

Die lamprophyrischen Ganggesteine des Tschigot-Granits sind wie die Gänge des Otztales nach der Schlingenbildung (Fm<sub>1</sub>) intrudiert. Sie weisen Deformationen (Schieferung, gelegentlich Faltung) auf, die noch zu Fm<sub>1</sub> gehören könnten, wahrscheinlich aber durch Fm<sub>2</sub> entstanden sind. Mineralfaziell entsprechen die Gesteine der Almandin-Amphibolit-Fazies. Die retrograden Veränderungen können Kr<sub>2</sub> und Kr<sub>3</sub> zugeordnet werden.

#### 2. Metamorphose

Legt man für das Alter der steilachsigen Faltung (Fm<sub>1</sub>) die radiometrischen Daten aus dem Venter Tal (MILLER et al. 1967) zugrunde, so erfolgte die Schlingenbildung (Fm<sub>1</sub>) frühestens im Silur. Die Paragenesen der Kristallisation K r o sind daher nur für die Magmatite mit einiger Sicherheit chronologisch festzulegen. Die Schmelzbildung der Granitoide erfolgte frühestens vor 450 Millionen Jahren (SATIR, 1975). Für die begleitende oder ältere Metamorphose werden zum Teil high grade-Bedingungen angenommen (MILLER, 1974, PURTSCHELLER & SASSI, 1975).

Eine sichere Einstufung ist erst für die Mineralassoziation Kr<sub>1</sub>, vor allem für deren postkinematischen Teil, möglich. In Kr<sub>1</sub> wurden die Bedingungen der Amphibolit-Fazies mit lokaler Anatexis erreicht (PURTSCHELLER, 1969 HOINKES et al. 1972, GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974, HEINISCH & SCHMIDT, 1976). Das gilt zumindest für das Otztal-Kristallin. Welchen Metamorphosegrad die Gesteine des Schneeberger Zuges während der variszischen Kristallisation (Kr<sub>1</sub>) erlangten, ist mit Sicherheit nicht zu sagen. Unter Umständen wurden hier teilweise nur die Bedingungen der Grünschiefer-Fazies erreicht.

SATIR (1975) schließt aus Hellglimmer-Altern, daß die frühalpidische Kristallisation Kr<sub>2</sub> ihren Höhepunkt vor etwa 100 bis 120 Millionen Jahren erreichte. Die Abkühlung unter 300° trat nach Biotit-Altern (MILLER et al. 1967, SATIR, 1975) vor 95 bis 75 Millionen Jahren ein.

Unter den Bedingungen der beginnenden Amphibolit-Fazies (SATIR, 1975, JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1973) scheint ein Teil des Mineralbestandes im Schneeberger Zug um- bzw. neugebildet worden zu sein.

Es ist nicht auszuschließen, daß die pt-Bedingungen im Streichen des Zuges ungleichartig waren und die Kristallisationen bereichsweise unterschiedlich verliefen.

 $Kr_2$  ist — wie die Kataklase und Mylonitisierung (Fm<sub>3</sub>) an lokal gehäuften Bewegungszonen zeigt — durch die alpidische Horizontal-Transporte überdauert worden.

# VI. Zur Abgrenzung des Schneeberger Zuges gegen die Laaser-Serie und das Otztal-Kristallin

Innerhalb des Otztal-Kristallins bildet der Schneeberger Zug eine Einheit, die sich durch ihren mannigfaltigen Gesteinsinhalt auszeichnet. Auffallendes Merkmal sind die bis zu 200 m mächtigen Marmore, die im Otztal-Kristallin fehlen. Diese Marmore sind mit Kalkglimmerschiefern, Quarziten und Hornblende-Gesteinen in Granat-Glimmerschiefer eingelagert. Charakteristisch ist der grobkristalline Habitus der Gesteine, der auf die "Schneeberger Kristallisation" zurückzuführen ist, die sich auch in den randlichen Teilen des Otztal-Kristallins und der Laaser-Serie auswirkte.

Bei Kartierungen in der südlichen Ötztal-Masse konnte SCHMIDEGG (1933) zeigen, daß die Marmorzüge vom Schneeberger Zug in die Laaser-Serie überwechseln und Glimmerschiefer des Schneeberger Zuges in die Venter Schlinge eingefaltet sind.

SCHMIDEGG (1933) gliederte den Schneeberger Zug in vier Zonen.

Zone 1 besteht innerhalb des aufgenommenen Gebietes vom Otztaler Hauptkamm gegen S nur mehr aus grauen Granat-Muskovit-Glimmerschiefern. Diese vereinigen sich im Bereich der Lodner Hütte mit gleichartigen Gesteinen, die SANDER (1929) zur Laaser-Serie rechnete. Zone 2 endet bereits am Rotmoos-Ferner, also außerhalb des kartierten Gebietes.

Zone 3 bildet die Schrottner Schlinge, die durch einen geringmächtigen Marmorzug gut markiert wird. Dieser zieht von der Langtaler Jochspitze über das Gurgler Eisjoch zum Pfossenbach und biegt im W-Grad des Schrottner mit mehr oder weniger steilen Achsen gegen N um, quert den S-Grad der Hohen Wilde und endet südöstlich der Langtaler Jochspitze (Abb. 7, Tafel 1).

Der Kern der Schrottner Schlinge besteht aus Biotit-Plagioklas-Gneisen mit gelben Quarzitlagen. Daran schließt sich eine mittlere Zone aus Granat-Glimmerschiefern und Muskovit-Glimmerschiefern. Diese enthalten stark gefaltete Amphibolite, helle Kalkglimmerschiefer und Marmorlinsen. Im Schlingenscheitel zwischen Kesselboden und Schrottner ist diese mittlere Zone durch Internfaltung stark verdickt. Die Außenzone wird wieder durch Biotit-Plagioklas-Gneise mit Biotit-Porphyroblasten gebildet.

Die Zone 4, gekennzeichnet durch mächtige Marmorlagen, bildet die Lodner Schlinge (Abb. 5). Die Marmorlage des NW-Flügels zieht vom SE-Rand der Hohen Wilde über das Eisjöchel und die Kleine Weiße zum Lodner und biegt dort gegen E um. Sie endet im NE-Grad des Lodners mit einer scharfen Wendung nach NW.

Der E-Flügel der Schlinge zieht über den Gipfel der Hohen Weiße nach N und vereinigt sich südöstlich des Hinteren Seelenkogels mit dem W-Flügel zu einem typischen Muldenschluß.

Den Kern der Lodner Schlinge bilden Biotit-Plagioklas-Gneise mit dünnen Amphibolitlagen. Die Schlingenstirn ist von Granat-Muskovit-Glimmerschiefern mit dünnen Amphibolit- und Quarzitlagen umhüllt.

Südlich des Lodners sind weitere Granat-Muskovit-Glimmerschiefer mit Quarzit-, Marmor- und Amphibolitlagen intensiv mit Schiefergneis verfaltet. An der Zielalm spaltet sich der Komplex in zwei Züge. Der erste, etwa 400 m breit, zieht über das Roteck bis zum Muzbichl westlich des Pfossentales und setzt sich unter Umständen in den Granat-Glimmerschiefern des Fanatjoches fort. In der Roteck-Zone ist streifenweise eine starke Staurolith-Sprossung zu erkennen. Die Staurolithe sind jedoch fast vollständig serizitisiert. Die Diaphthorese kann während Fm<sub>2</sub> erfolgt sein.

Die zweite Granat-Muskovit-Glimmerschiefer-Zone ist stark gefaltet und mit Unterbrechungen bis gegen die Zielspitze zu verfolgen.

Beide Glimmerschieferzüge wurden von SCHMIDEGG (1933) zum Schneeberger Zug, (1964) aber zur Laaser-Serie gerechnet. Nach SCHMIDEGG (1964) gehören auch die Gesteine der Lodner Schlinge an ihrem Südende zum Schneeberger Zug und wechseln dann nach NE in die Laaser-Serie über.

ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971) haben bei einer Neugliederung der Gesteine versucht, diese Schwierigkeiten zu beheben. Sie faßten die Gesteine der Laaser-Serie und des Schneeberger Zuges als permomesozoische Einheit auf und gliederten sie vom Liegenden zum Hangenden in die Serie di Casabella und die Serie di Salto. Die Serie di Casabella entspricht den von SCHMID-EGG (1933) aufgestellten Zonen 1, 2 und 4, die Serie di Salto der Zone 3.

201

Auch ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971) zeichnen wie SCHMIDEGG (1933, 1964) das Bild einer nach S vergenten Synklinale, deren Ränder im N und S von der Serie di Casabella gebildet werden, während die Serie di Salto den Kern der Synklinale aufbaut.

Dazu ist folgendes zu sagen:

Die Schrottner- und Lodner-Schlinge bestehen zu einem beträchtlichen Teil aus Gesteinen, die dem Otztal-Kristallin entsprechen. Der lithologische und tektonische Verband der Teilzonen ist durch die steilachsige Faltung so eng, daß die Schneeberger Gesteine als eine Zone besonderer Gesteinsvielfalt innerhalb des Otztal-Kristallins aufzufassen sind. Nach NE hin wird der Muldenbau deutlicher. Im Osten bei Sterzing ist der Schneeberger Zug klar in das umgebende Altkristallin eingefaltet und kann daher als Hangend-Serie des Otztal-Kristallins gelten.

Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß im Verlauf der alpidischen Deckenüberschiebungen lokal eine sekundäre tektonische Trennung von Otztal-Kristallin und Schneeberger Zug eintrat (BAUMANN, 1967).

Da die "Schneeberger Kristallisation" (Kr<sub>2</sub>) sowohl auf das Ötztal-Kristallin als auch auf die Laaser-Serie übergreift, entfällt sie als Unterscheidungsmerkmal.

Auch mit einem geochemischen Vergleich der Marmore (KONNERTH, 1977) oder mit Hilfe der unterschiedlichen Granatausbildung ist eine Trennung verschiedener Serien nur schwer zu stützen.

Die dargelegten Zusammenhänge zwischen Otztal-Kristallin, Schneeberger Zug und Laaser-Serie sprechen daher für einen engen genetischen Zusammenhang der drei Komplexe.

# C. Tektonischer Teil

### I. Tektonische Strukturen

Der Baustil der südlichen Otztaler Alpen wird durch die steilachsige Faltung (Schlingentektonik) bestimmt, die SCHMIDEGG (1933) bei der Bearbeitung der geologischen Spezialkarte von Osterreich, Blatt Sölden-St. Leonhard, nachgewiesen hat. SANDER hat bereits 1914 (S. 238) "Faltung um steile Achsen" in der Texelgruppe beschrieben.

Als Großstrukturen sind die Mittelberg-, die Vernagt-, die Hochjoch-, die Marzell- und die Venter-Schlinge zu unterscheiden, die sich in der übergeordneten Stubai-Schlinge vereinigen (SCHMIDEGG, 1933, SCHMIDT, 1965 a).

Am Westende des Schneeberger Zuges entstanden die Lodner- und die Schrottner-Schlinge (Abb. 5).

Es wurden folgende tektonische Elemente gemessen: Schieferungen  $(s_1, s_2)$  und Faltenachsen  $(B_0, B_1, B_2)$ .

Dazu war es zweckmäßig, das Aufnahmegebiet in 16 Homogenbereiche zu gliedern (Abb. 5, Tafel 3):

Schneeberger Zug:

Lodner-Schlinge (A) mit Umrahmung, Diagramm 1, 2



Abb. 5

Schrottner Schlinge (B), Diagramm 3, 4

Umhüllende Glimmerschiefer, Westteil (C), Diagramm 5, 6

Glimmerschiefer vom Roteck-Pfossenbach (D), Diagramm 7

Otztal-Kristallin:

Bunte Randserie (E), Diagramm 8, 9

Außenzone (F), Diagramm 10-15

Tschigot-Granitgneis (G), Diagramm 16

Auch im unteren Pfelders-Tal und im oberen Passeier Tal wurden zur Korrelation mit den Daten von BAUMANN (1967) Messungen vorgenommen (Abb. 9).

1. Flächengefüge

a) Hauptschieferung s<sub>1</sub> (Tafel 3, 4, 5)

Die Bänderung in den Biotit-Plagioklas-Gneisen sowie die Einlagerungen von Marmor und Quarzit zeigen, daß die Hauptschieferung (s<sub>1</sub>) stoffkonkordant, d. h. der Schichtung (ss) der Paragesteine parallel ist.

b) Schieferung s<sub>2</sub>

Die s<sub>2</sub>-Flächen treten vorwiegend in kleingefalteten Glimmerschiefern und dann mit wechselndem Winkel zu s<sub>1</sub> auf. In quarzitischen Lagen ist das s<sub>2</sub> undeutlich oder fehlt ganz. Mitunter werden die Flächenabstände so groß, daß eine Klüftung entsteht. Lokal konnte die Bewegung auf s<sub>2</sub> das s<sub>1</sub>-Gefüge weitgehend auslöschen. Im allgemeinen folgt s<sub>2</sub> der Achsenfläche von B<sub>1</sub>. Bei Isoklinalfaltung ist s<sub>2</sub>//s<sub>1</sub>.



Abb. 9: Übergang vom Schlingenbau zum flachachsigen Muldenbau.

A: Bereich Innerhitt, Pfelders Tal, 30 Achsen, Max. 157°/30° NW; 0-20-40-57°/0; B: Bereich Rabenstein, Passeier Tal, 50 Achsen, Max. 88°/12° W; 0-5-10-18°/0; C: Bereich Schneeberg, Passeier Tal, 186 Achsen, Max. 90°/18° W; 0-2-6-10-18°/0; D: Bereich Roßkopf, 187 Achsen, Max. 90°/24° E, 82°/20° W; 0-2-4-6-8-10°/0; E: Bereich Schleyerberg-Telfer Weiße, 49 Achsen, Max. 90°/20° E, 70°/30° E, 0-4-6-12°/0; F: Bereich Sterzing, 305 Achsen, Max. 92°/22° W; 0-2-6-14°/0.

Die Bereiche: Schneeberg, Roßkopf, Schleyerberg—Telfer Weiße und Sterzing nach BAUMANN (1967).



Abb. 6. Lodner (3228 m) und Hohe Weiße (3281 m) von der Gfallwand aus. Blick gegen NE. Die Glimmerschiefer-Zwischenlagen in der S-Wand des Lodners zeigen die isoklinale Verfaltung der Marmore.

Die Schieferung s<sub>2</sub> gehört zur steilachsigen Faltung (Fm<sub>1</sub>). s<sub>1</sub> muß dagegen bei Beginn der Faltung bereits angelegt gewesen sein und wurde während Kr<sub>1</sub> durch Abbildungskristallisation weiter ausgeprägt. BAUMANN (1967) konnte zeigen, daß die alpidischen Deformationen beide Flächengefüge (s<sub>1</sub>, s<sub>2</sub>) lokal reaktivierten.

## 2. Achsengefüge

Es sind drei Achsentypen zu unterscheiden:

B1 entspricht der Hauptfaltung (Schlingentektonik)

 $B_2$  überprägt  $B_1$ , gehört aber zum Teil als  $B_2 \perp B_1$  zur gleichen Deformation.

Außerdem sind als ältestes Faltengefüge B0-Achsen zu erkennen, die von B1 überprägt wurden.

a) B<sub>1</sub> - Achsen

Entsprechende Falten erster Ordnung reichen vom 100-m- bis m-Bereich. Homoachse-Falten zweiter Ordnung (Kleinfalten) sind vorwiegend an glimmerreiche Lagen gebunden.

In Granitgneisen, quarzitischen Gesteinen und Marmoren konnte teilweise aus einer weitscharigen ac-Klüftung auf die Lage der B-Achsen geschlossen werden.



Abb. 7. Vertikale Großfalten (Höhe 50 m) im Marmor am W-Grat des Schrottners.

In Gebieten mit steilachsiger Tektonik entspricht die geologische Karte annähernd dem ac-Schnitt. Im Nordbereich der Lodner Schlinge treten aber auch flache bis horizontale Achsen auf, so daß dort die Muldenstruktur des Schneeberger Zuges deutlich wird (Abb. 6).

Der tektonische Bau der Schrottner Schlinge wird insbesondere durch Marmorlagen hervorgehoben. Im Schlingenscheitel nimmt die Mächtigkeit der Marmore infolge der Internfaltung stark zu. Hier sind bis 50 m hohe senkrechte Großfalten entstanden (Abb. 7).

Nördlich des Pfossenbaches bildet der Marmor mehrere isoklinale Scherfalten  $(B = 150^{\circ}/60^{\circ} \text{ NW})$  mit 20 bis 50 m Amplituden. Ähnliche Scherfalten finden sich in den SE-Hängen der Hohen Wilde. Auf der S-Flanke der Hohen Wilde wird ein 20 m mächtiges Quarzitband durch Isoklinalfalten bis zum 100 m mächtig.

Das Achsenfallen pendelt im Stirnbereich der Schrottner Schlinge zwischen 50° NW und 90°. In den Schenkeln der Großfalte verringert sich die Achsenneigung bis auf 40° NW.

Die Lodner Schlinge zeigt eine komplizierte Internfaltung. Das scharfe Umbiegen des Marmors im NE-Grad des Lodner gegen NW läßt auf eine Verbindung mit dem Marmor im E-Grad der Hohen Weiße schließen, so daß ein gegen E umgebogener steiler Muldenschluß entsteht (Abb. 6). West-



Abb. 8. Abtauchende Marmorfalte (B = 155°/35° NW) im E-Abfall zur Andelsalm. Im Hintergrund ist die Fortsetzung des Schneeberger Zuges in den Marmoren der Hohen Kreuzspitze und der Weißen Wand zu erkennen.

lich der Eiskar-Wand am Weg zur Stettiner Hütte bilden Marmore einen flachen Sattel mit  $B = 4^{\circ}/22^{\circ}$  N, zeigen aber in der Eiskar-Wand einen steilen ostvergenten Faltenbau.

Der äußerste Marmorsattel der Eiskar-Wand fällt flach nach S (B =  $175^{\circ}/3^{\circ}$  S). Zwischen Grafberg und Eiskar-Wand liegt also eine flache Achsendepression, die einer Querfaltung entspricht. Im E-Abfall zur Andelsalm streichen die Marmore als Mulde (B =  $155^{\circ}/35^{\circ}$  NW) in die Luft (Abb. 8).

Die aus den s<sub>1</sub>-Flächen der Marmore von Lodner, Hoher Weiße und Kleiner Weiße konstruktiv ermittelte Schlingenachse ist  $B = 155^{\circ}/40^{\circ}$  NW. Die mittlere Achsenlage für den Bereich Kleine Weiße und Lodner mit umhüllenden Glimmerschiefern wurde mit  $B = 170^{\circ}/50^{\circ}$  N, für den Bereich Hohe Weiße-Lazins mit 160<sup>°</sup>/38<sup>°</sup> NW bestimmt (Tafel 3, 4, Diagramm 1, 2).

Für die umhüllenden Granat-Muskovit-Glimmerschiefer zwischen Zielbach, Eishof und Falschung-Spitze ergibt sich eine mittlere Achsenlage von  $B = 152^{\circ}/50^{\circ}$  NW (Tafel 3, 4, Diagramm 5, 6).

Zwischen Zielalm und Lodner Hütte besteht eine kleinere nach Westen offene Schlingenstruktur mit  $B = 150^{\circ}/50^{\circ}$  NW.

Die für die Granitgneislage zwischen Rotwand und oberem Pfossental gemessenen Faltenachsen schwanken zwischen 150°/60° NW und 175°/50° N. Aus den s<sub>1</sub>-Flächen wurde  $B = 162^{\circ}/58^{\circ}$  NW ermittelt.

Südlich der Hinteren Schwärze ist eine gegen N offene Schlingenstruktur zu erkennen. Sie wird durch ein Granitgneis- und Amphibolitlager markiert.

#### b) B<sub>2</sub> - Achsen

Die B<sub>2</sub>-Achsen überprägen B<sub>1</sub>. Relativ häufig sind flache Achsenlagen, deren Streichen zwischen 40° und 90° schwankt. In der Regel handelt es sich um flachwellige Verbiegungen der B<sub>1</sub>-Achsen oder Knickungen, die einer Querfaltung B<sub>2</sub>  $\perp$  B<sub>1</sub> entsprechen. Es kommt auch zu schiefen Achsenüberprägungen.

#### c) $B_0 - Achsen$

Die Maxima der B<sub>0</sub>-Achsen liegt auf einem Kleinkreis um B<sub>1</sub>. Bei konstruktiver Rückformung um die Schlingenachse bilden sich zwei B<sub>0</sub>-Maxima (95°/35° W und 35°/35° NE), die senkrecht aufeinander stehen. Die entsprechenden B<sub>0</sub>  $\perp$  B'<sub>0</sub>-Achsen gehören vermutlich einer älteren Faltungsphase an. Nimmt man an, daß B<sub>0</sub> primär horizontal lag, so ergeben sich (nach Rotation um c) für B<sub>0</sub> = 65°/0°, für B'<sub>0</sub> 155°/55° NW, was der späteren Schlingenachse entspricht. Es ist anzunehmen, daß das B<sub>0</sub>  $\perp$  B'<sub>0</sub>-Gefüge bei der Muldenbildung entstand und zwar mit B<sub>0</sub> parallel zur Muldenachse und B'<sub>0</sub> als Querfaltung senkrecht dazu (HELBIG, 1969).

Mit der Abtrennung und gesonderten Behandlung von  $B_0$  wird versucht, abweichende Achsenlagen eigenen Deformationsakten zuzuordnen. Eine Überprägung von  $B_0$ , B'<sub>0</sub> durch  $B_1$  ist aber im Gelände nicht eindeutig zu belegen. Es läßt sich daher eine zeitgleiche Bildung von  $B_0$  und  $B_1$  im Sinne polyaxialer Deformation nicht ausschließen.

## 3. Auswertung der Gefügediagramme

## a) Achsengefüge (Tafel 2)

Die Diagramme der B<sub>1</sub>-Achsen zeigen, daß das Westende des Schneeberger Zuges einen streng geregelten Faltenbau besitzt. Die Achsen-Maxima der einzelnen Homogenbereiche weichen nur geringfügig von der für den Gesamtbereich ermittelten B<sub>1</sub>-Achse (157°/53° NW) ab.

Die geringste Abweichung ergab sich für die Muskovit-Glimmerschiefer zwischen Eishof und Falschung-Spitze mit 3°, bzw. 5° für ihre Fortsetzung zur Lodner Hütte (Tafel 4, Diagramm 5, 6).

Besonders groß ist die Abweichung im Scheitel der Schrottner Schlinge, wo die mittlere Achse um 19° steiler einfällt.

Bei Innerhitt im mittleren Pfelders-Tal verflachen sich die Achsen (157°/ 30° NW) und erlangen zwischen Moos und Rabenstein im Passeier Tal annähernd flaches Einfallen (B =  $88^{\circ}/12^{\circ}$  W), das bis zum Ostende des Schneeberger Zuges erhalten bleibt (Tafel 4, Abb. 9; BAUMANN, 1967).

Im Bereich 15, zwischen Lodner Schlinge und Tschigot-Granitgneis ist ein auffälliges Pendeln der Achsen zwischen N- und NW-Fallen festzustellen, das zu einem zweiten Maximum mit 172°/30° N führt. Das ist auf eine spätere Achsenrotation zurückzuführen. Diese kann mit Fm1 oder Fm2 zusammenfallen.

Zur besseren Übersicht werden die Daten der Teilbereiche zu je einem Sammeldiagramm für den Schneeberger Zug (Bereich 1—7) und für das Otztal-Kristallin (Bereich 8—16) zusammengefaßt (Abb. 10). Es ergaben sich folgende Maxima: Die Abweichung ist so minimal und rechtfertigt die Annahme einer homoaxen Deformation (Fm<sub>1</sub>).

B<sub>1</sub>-Achsen Schneeberger Zug 154°/50° NW, Ötztal-Kristallin 158°/56° NW. Die Sammeldiagramme für die B<sub>0</sub>  $\perp$  B'<sub>0</sub>-Achsen zeigen jeweils drei Maxima. Dazu wurden entsprechende ×-Achsen konstruiert (Abb. 10).

	$B_0 \perp B'_0$	×-Achse	$B_1 \wedge \varkappa$
Gesamtbereich	90°/60° W	156°/49° NW	4°
	20°/20° NE		
	45°/70° NE		
Schneeberger Zug	90°/60° W	156°/36° NW	14°
0 0	22°/20° NE		
	25°/70° NE		
Otztaler Kristallin	90°/60° W	157°/49° NW	7° .
	18°/23°NE		
	55°/75° NE		

Die Abweichungen können auf die spätere Überprägung durch B<sub>2</sub> zurückgeführt werden. Beide Einheiten besaßen also in einem früheren Stadium der Fm<sub>1</sub>-Deformation bereits übereinstimmende Strukturen.

b) Schieferungsgefüge (Tafel 3, 4)

Para- und Orthogesteine besitzen ein Parallelgefüge  $s_1$ , das bei der Deformation Fm<sub>1</sub> um B<sub>1</sub> gefaltet wurde. Die Pole entsprechender  $\pi$ -Kreise decken sich mit B<sub>1</sub>.

3



Großkreis des s2- Max.= s1- Max. Großkreis des s2- Max.=

Abb. 10: Sammeldiagramme der Achsengefüge.

A und B: Gesamtbereich, A: 1789 B<sub>1</sub>,  $0-1-5-10-15-17,5^{0}/_0$ ; B: 182 B<sub>0</sub>,B'<sub>0</sub>,  $0-2-4-6-8^{0}/_0$ ; C und D: Schneeberger Zug (Bereich 1–7), C: 813 B<sub>1</sub>  $0-1-5-10-15^{0}/_0$ ; D: 47 B<sub>0</sub>,B'<sub>0</sub>,  $0-2-4-6-8-10^{0}/_0$ ; E und F: Otztal-Kristallin (Bereich 8–16), E: 976 B<sub>1</sub>, 0-1-5-10-1





🔺 B1- Maximum

Abb. 11: Sammeldiagramme der Schieferungsgefüge. A und B: Gesamtbereich, A: 2650 S<sub>1</sub>,  $0-1-2-3-4-5-6^{0/0}$ ; B: 558 s<sub>2</sub>,  $0-1-2-3-4-5-6-7^{0/0}$ ; C und D: Schneeberger Zug (Bereich 1-7), C: 1122 s<sub>1</sub>,  $0-1-2-3-4-5-6-7^{0/0}$ ; D: 256 s<sub>2</sub>,  $0-1-2-3-4-5-6-7^{0/0}$ ; E und F: Ötztaler Kristallin (Bereich 8-16), E: 1528 s<sub>1</sub>,  $0-1-2-3-4-5-6-7^{0/0}$ ; F: 302 s<sub>2</sub>,  $0-1-2-4-6-8-10^{0/0}$ .

211

Dem steilachsigen Faltenbau entsprechende  $s_1$ -Gürtelgefüge sind für die Schlingenscheitel charakteristisch (Tafel 3, Diagramme 2, 4, 6). Sie ergeben sich auch, obgleich weniger deutlich, für die Bereiche 1, 10, 11, 13, 14.

Im Grenzbereich zum Tschigot-Granitgneis (Diagramme 14, 15) führte die beschriebene Achsenüberprägung zur Anlage eines zweiten  $\pi_1$ -Kreises. Im Diagramm 15 sind die s<sub>1</sub>-Maxima (1) (2) jeweils den Achsen-Maxima (1) (2) zuzuordnen. Die Abweichung zwischen  $\pi_1$  und B<sub>1</sub> beträgt maximal 15°. Die erhebliche Differenz im Bereich des Tschigot-Granitgneises ist offenbar materialbedingt.

Die s<sub>2</sub> - Schieferung bildet ein Flächensystem, das den Achsenflächen (AF) der Schlingen und der Kleinfalten folgt. Es ergaben sich folgende Maxima:

Gesamtbereich:	44°/56° NW	18°/69° NW
Otztal-Kristallin:	52°/53° NW	21°/70° NW

Im Schneeberger Zug sind neben einem Hauptmaximum mit 40°/60° NW drei Nebenmaxima zwisch 5°/65° W und 100°/60° N entwickelt. Alle drei Sammeldiagramme (Abb. 11) zeigen eine Rotation von s<sub>2</sub>. Der entsprechende  $\pi_2$ -Pol der Gürtelgefüge fällt mit B<sub>1</sub> zusammen. Im Nordteil der Lodner und Schrottner Schlinge ist die schrittweise Verstellung der s<sub>2</sub>-Flächen direkt zu beobachten.

Nach Anlage von  $s_2$  muß sich die B<sub>1</sub>-Faltung also fortgesetzt oder aber erneut eingesetzt haben.

Flächenrotationen während  $Fm_2$  sind nicht auszuschließen. Bereits SANDER (1929, S. 73) war der Ansicht, daß im Schneeberger Zug die alpidische Tektonik alten Gefügebahnen folgte. BAUMANN (1967) konnte das für den Mittel- und den Ostabschnitt des Schneeberger Zuges bestätigen.

Der Stirnbereich der Schrottner Schlinge (Tafel 4, Diagramm 4) ist so stark gefaltet, daß sich für s<sub>2</sub> keine Maximum ergibt. Aus dem s<sub>1</sub>-Gefüge läßt sich bei isoklinaler Faltung eine AF =  $140^{\circ}/90^{\circ}$  konstruieren.

Im Nord-Bereich (Diagramm 3) liegt das Hauptmaximum für  $s_2$  zwar noch bei 152°/74° SW, die vorhandenen Teilmaxima pendeln aber zwischen 0°/50° W und 110°/65° NE.

Die übrigen Diagramme ergeben, mit Ausnahme von 5, 8, 15 und 16, Maxima für NW-fallende Achsenflächen. Im Diagramm 15 sind für beide Achsen-Maxima auch zwei AE zu ermitteln:

AE der Schlingenachse =  $80^{\circ}/53^{\circ}$  N, AE der verstellten Achsen =  $100^{\circ}/30^{\circ}$  N.

Im Bereich der Tschigot-Granitgneise sind  $s_2$ -Flächen selten. Aus den wenigen Werten, einer weitscharigen Klüftung und der Lage der Lamprophyre und Aplitgänge kann eine AE = 130°/50° NE angenommen werden.

Die s<sub>2</sub>-Werte in den Diagrammen 5 und 6 stammen vorzugsweise von der unteren Felsgrenze an der N-Seite des Pfossentales. Sie sind nicht in den allgemeinen Gefügeplan einzuordnen.

### 4. Störungen

Im Aufnahmegebiet sind im wesentlichen drei Störungssysteme zu erkennen.

Vorherrschend ist ein zweischariges, steilstehendes NW- und NNE-System wechselnder Flächenausbildung. Der Offnungswinkel beträgt 30 bis 40°. Diesem System werden auch N-S-streichende Flächen zugerechnet. Harnische und Gleitstreifen zeigen horizontale und vertikale Bewegungen an. Postkristalline Bewegungen sind an der Johannes- und an der Hühner-Scharte zu erkennen.

In der N-Flanke von Roteck und Texelspitze lassen sich zwei große, EW-streichende, mehr oder weniger senkrecht stehende Störungen über nahezu 2 km verfolgen. Sie bilden bis 30 m breite Mylonit-Zonen. Auf ihnen sind nur dextrale Blattverschiebungen festzustellen. Eine gleichgerichtete Störung mit umgekehrtem Bewegungssinn schneidet im Zieltal den Kontaktbereich des Tschigot-Granitgneises.

Im NW-Hang der Texelspitze gegen das Pfossental zeigen breite Mylonit-Zonen s1 parallele Störung an.

# D. Ergebnisse

Der Schneeberger Zug nimmt im südlichen Ötztal-Kristallin keine tektonische, sondern eine lithologische Sonderstellung ein.

In den polymetamorphen Gesteinen sind im wesentlichen zwei Deformationen (Fm<sub>1</sub>, Fm<sub>2</sub>) und zwei Metamorphosen (Kr<sub>1</sub>, Kr<sub>2</sub>) festzustellen. Den Deformationen können Achsengefüge (B<sub>0</sub>, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>) und Flächengefüge (s<sub>1</sub>, s<sub>2</sub>) zugeordnet werden.

Durch die steilachsige Faltung (Fm<sub>1</sub>) wurde die bereits angelegte Hauptschieferung s<sub>1</sub> um B<sub>1</sub> gefaltet. Die s<sub>2</sub>-Flächen folgen im allgemeinen den Achsenflächen der B<sub>1</sub>-Falten. Die Entstehung der B<sub>0</sub>-Achsen fällt vermutlich in ein frühes Fm<sub>1</sub>-Stadium, in dessen Verlauf die Schneeberger Gesteine einen flachachsigen Faltenbau erhielten. B<sub>2</sub>, teilweise als B<sub>2</sub>  $\perp$  B<sub>1</sub>, kann einem fortgeschrittenen Stadium der B<sub>1</sub>-Faltung zugewiesen werden.

Zwischen den Achsengefügen des Schneeberger Zuges ( $B_1 = 154^{\circ}/50^{\circ}$  NW) und des umgebenden Otztal-Kristallins ( $B_1 = 158^{\circ}56^{\circ}$  NW) besteht weitgehende Ubereinstimmung. Beide Komplexe wurden im Verlauf von Fm<sub>1</sub> homoachs gefaltet, wobei das Westende des flachachsigen Schneeberger Synklinoriums eine Rotation um steile Achsen ( $B_1$ ) ausführte.

Die Faltenachsen nehmen im mittleren Pfelders Tal eine flachere Lage ( $B = 157^{\circ}/30^{\circ}$  NW) an und liegen im Mittel- und Ostabschnitt des Schneeberger Zuges mehr oder weniger horizontal (Abb. 9).

Für s<sub>2</sub> ergeben sich Maxima um 44°/56° NW und 18°/70° NW, d. h., es besteht Südvergenz.

Die Kontakte zwischen Para- und Orthogneisen lassen erkennen, daß s<sub>1</sub> bereits vor der Intrusion der granitischen Schmelzen (um 440 Millionen Jahre) angelegt war. Der, im Bezug auf  $Fm_1$ , präkinematische Metamorphosegrad der Gesteine wurde wiederholt eingehend diskutiert (u. a. BORSI et al., 1973; GREGNA- NIN & PICIRILLO, 1974; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; SATIR, 1975; HEINISCH & SCHMIDT, 1976, SCHMIDT, 1977). Für die Bildung der eklogitischen Gesteine im mittleren Ötztal nimmt Ch. MILLER (1974) in diesem Zusammenhang eine altpaläozoische high-grade-Metamorphose (t =  $550-700^{\circ}$  C, 6-10 kb) an. Am Westende des Schneeberger Zuges bieten sich dafür keine Hinweise.

Während der variszischen Metamorphose (Kr<sub>1</sub>) entstanden im Otztal-Kristallin und im Westabschnitt des Schneeberger Zuges Mineralparagenesen der Amphibolit-Fazies (Almandin, Disthen, Staurolith). Nach PURT-SCHELLER et al. (1972) gehört der progressive Abbau von Paragonit im NE-Teil des Schneeberger Zuges ebenfalls zu Kr<sub>1</sub>. In den Marmoren bildete sich Tremolit. Im mittleren Otztal steigerte sich die Metamorphose örtlich (Winnebach-Granit) bis zur Anatexis (t = 660-685° C, 4 kb; HOINKES et al., 1972).

Am Westende des Schneeberger Zuges rechnet HOINKES (1978) für die variszischen Metamorphosen mit 510° C und 4 kb.

Die steilachsige Faltung (Fm<sub>1</sub>) kann nach den bisher vorliegenden geochronologischen Daten frühestens im höheren Silur eingesetzt haben. Das gilt, wenn die Alterszahlen (414  $\pm$  31 Millionen Jahre) des Venter Muskovit-Granitgneises das Intrusionsalter indizieren. Das Ende der Kr<sub>1</sub>-Metamorphose, d. h. die Abkühlung unter 300° C, fällt in das höhere Oberkarbon (300 bis 280 Millionen Jahre; MILLER et al., 1967, SATIR, 1975).

Durch die alpidischen Deckenbewegungen ist der Schneeberger Zug, wie tektonisch eingeklemmte Schollen permomesozoischer Gesteine zeigen, streckenweise vom Otztal-Kristallin abgetrennt worden. Die postkinematische Kristallisation Kr<sub>2</sub> ("Schneeberger Kristallisation") hat aber einen großen Teil der Deformationsgefüge modifiziert (BAUMANN, 1967). Es ist dabei im einzelnen schwer abzuschätzen, in welchem Ausmaß variszische Strukturen reaktiviert und verstellt wurden. Die regionale Südvergenz ist vermutlich einer alpidischen Gefügerotation zuzuschreiben.

Gleiches gilt für die Korngefüge. Die Kataklase des variszischen  $(Kr_1)$ -Mineralbestandes — etwa des Granats — kann alpidisch aber auch älter sein. Die letzte Rekristallisation ist ohne Zweifel alpidisch.

Die alpidische Metamorphose war für die bereits höher metamorphen Gesteine gleichgradig bzw. retrograd (Amphibolit-Fazies/Grünschiefer-Fazies), für die permomesozoischen Deckschichten aber progressiv. Nach den Untersuchungen von HOINKES (1978) hat sich die alpidische Rekristallisation der Granate etwa unter den gleichen p-t-Bedingungen wie ihre Erstkristallisation vollzogen. ZANETTIN (1971) beschreibt aus den permomesozoischen Basiskonglomeraten die Neubildung von Staurolith und Hornblende. Die Temperaturen dürften dort also über 500° C gelegen haben. Nach radiometrischen Daten (SATIR, 1975), Sauerstoff-Isotopen-Bestimmungen (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1975) sowie mineralchemischen Analysen (HOINKES, 1978) ist für Kr<sub>2</sub> mit t um 500° C und 4 kb zu rechnen. Das bedeutet eine sedimentäre bzw. tektonische Überdeckung von etwa 15 km Mächtigkeit.

Falls die von SATIR (1975) gefundenen Rb/Sr-Hellglimmer-Alter von 120 Millionen Jahren (Hauterive/Barrême) keine Mischalter sind, bieten sie einen chronologischen Anhaltspunkt für die frühalpidische Metamorphose. Die Abkühlung unter 300° C erfolgte vor etwa 90 bis 77 Millionen Jahren, also im Coniac-Santon (SCHMIDT et al. 1967, SATIR, 1975).

Eine tektonische Abgrenzung der Schneeberger Gesteine gegen das Otztal-Kristallin und die Laaser-Serie ist kaum möglich. JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN (1973) haben eine lithologische Neugliederung der Serien versucht und die Auffassung vertreten, daß es sich bei den Schneeberger Gesteinen und Teilen der Laaser-Serie um permomesozoische Serien handelt. Sie beschreiben als Basisgesteine "Geröll-Gneise", die aber keine überzeugenden Merkmale grobklastischen Ausgangsmaterials aufweisen. Eine stratigraphische Einstufung der kristallinen Serien in das Permomesozoikum ist allein aus tektonischen Gründen unhaltbar. Wenn überhaupt eine stratigraphische Zuordnung versucht werden soll, so kommt, auf der Basis regionalgeologischer Vergleiche, für die Kalke am ehesten Obersilur bis Mitteldevon in Betracht. Die steilachsige Faltung könnte sich dann im Zeitraum zwischen tieferem Devon und Unterkarbon vollzogen haben.

F	m <sub>0</sub> F	m <sub>1</sub> F	m <sub>2</sub> Fm	3 Kra
Quarz			ــــــــــــــــــــــــــــــــــــــ	5
Rigeickige	- A p (0 <sup>2</sup> 50	20 <sup>2</sup> 25	Ap 10 <sup>?</sup> 20	Ap 0 10_
Flugiokius	An 40-50	All 20-33 -	All 10-20-	
Kalifeldspat				
Muskovit				
Biotit			·······	
Granat	·			
Staurolith	?		<b>—</b> — ? <b>—</b>	
Disthen	?		-?-	
Turmalin			<b>— —</b> <sup>1</sup>	
Epidot				<u>_</u>
Hornblende				
Titanit				
Zirkon				
Erz				
Graphit				
Chlorit				
Serizit	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			

Tabelle 3: Kristallisationsschema der Glimmerschiefer und Paragneise am Westende des Schneeberger Zuges.

#### Schriftenverzeichnis

- BAUMANN, M.: Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg/Passeiertal (Südtirol). Unveröff. Inaug.-Diss. TH München, 102 S. 1967.
- BAUMANN, M., HELBIG, P. & SCHMIDT, K.: Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). — Jb. Geol. B.-A., Wien, 110, 1—72, Wien 1967.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps). Mem. Soc. Geol. It. 12, 549-571, Pisa 1973.
- DE PIERI, R. & GALETTI, G.: Analisi alla mikrosonda di granati zonati in scisti Austroalpini delle Valli Fosse, Passiria e Ridana (Alto Adige). — Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 28, 1—57, Padova 1972.
- DE VECCHI, G., JUSTIN-VISENTIN, E. & SASSI, F.: Analisi microstrutturale degli scisti Raibliani del Iribulaun, degli scisti post-ercinio del Greiner e degli scisti di Monteneve in Alto Adige. — Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 29, 1—25, Padova 1971.
- Förster, H.: Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. Geol. Rdsch. 56, 480-494, Stuttgart 1967.
- FÖRSTER, H. & LEONHARDI, J.: Die Ötztaler Masse ein präkambrisches Element in den Ostalpen? — Geol. Rdsch. 61, 69—87, Stuttgart 1972.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E.: Alpine Metamorphism of the Alps. A Review. SMPM 54, 247—290, Zürich 1974.
- FUCHS, H., KRÖNER, A. & SCHMIDT, K.: Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen. Jb. Geol. B.-A. 112, 31—80, Wien 1969.
- GATTO, G., LORENZONI, S., SASSI, F., ZANETTIN, B. & ZIRPOLI, G.: Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago-Montesole in Val Senales (Alto Adige). — Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA., 74, 1-21, Padova 1964.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico psammitiche: evoluzione degli scisti austridici offioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige). — Mem. Museo Trid. Sc. Nat. 18, 1—56, Trento 1969.
- GREGNANIN, A. & PICCHRILLO, E. M.: Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria — Venosta (Alto Adige). — Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 28, 1—57, Padova 1972.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige). — Mem. Soc. Geol. It. 13, 13—27, Pisa 1974.
- GREGNANIN, A. & SASSI, F.: Magmatismo, feldspatizzazione e metamorfismo nel complesso gneissico-migmatico di Parcines (Alto Adige). — Mem. Museo Trid. Sc. Nat. 18, 57—131, Trento 1969.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal (5146). — Geol. R.-A., 58 S., Wien 1929.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. Geol. Rdsch., 65, 459—482, Stuttgart 1976.
- HELBIG, P.: Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen am Westende des Schneeberger Zuges (südliches Otztalkristallin). — Unveröff. Inaug.-Diss. TH München, 102 S., 1969.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J.: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranits (Otztaler Alpen, Tirol). — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 18, 203—311, Wien 1972.
- HOINKES, G. & PURTSCHELLER, F.: Die Petrogenese der Karbonatgesteine im Schneebergerzug, Otztaler Alpen, Tirol. – N. Jb. Min. Mh., 467–476, Stuttgart 1976.
- HOINKES, G.: Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Otztaler Alpen, Südtirol). — N. Jb. Miner. Abh. 131, 272—303, Stuttgart 1978.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Sauerstoffisotopenuntersuchungen an polymetamorphen Gesteinen des Otztal-Stubaier Altkristallins. — Fortschr. Min. 53, Beih. 1, 33, Stuttgart 1975.
- JUSTIN-VISENTIN, E. & ZANETTIN, E.: On the age of white mica porphyroblasts in the Schneeberger Schists. — Contr. Mineral. Petrol., 39, 341—342, Heidelberg 1973.
KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — Borntraeger, 872 S., Berlin 1935.

- KONNERTH, H.: Geologische Neuaufnahme in der östlichen Laaser Gruppe. Geochemische Untersuchungen an Marmoren des ostalpinen Altkristallins von Südtirol. — Unveröff. Diplomarbeit, Universität München, 128 S., 1977.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). — Eclogae geol. Helv., 60, 537—541, Basel 1967.
- OLESEN, N. Ø.: Distinguishing between Inter-Kinematik and Syn-Kinematik Porphyroblastesis. — Geol. Rdsch., 67, 278—287, Stuttgart 1978.
- PURTSCHELLER, F.: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. — Tschermaks Miner. Petr. Mitt. 13, 35—54, Wien 1969.
- PURTSCHELLER, F.: Ötztaler und Stubaier Alpen. Sammlung Geologischer Führer, 53, 111 S., Stuttgart 1971.
- PURTSCHELLER, F., HOERNES, S. & BROWN, G. C.: An Example of Occurence and Breakdown of Paragonite. Contr. Mineral. Petrol., 35, 34-42, Heidelberg 1972.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the Pre-Alpine metamorphic history of the Eastern Alps. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 22, 175-199, Wien 1975.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. Schlern-Schriften, 16, 111 S., 1929.
- SANDER, B.: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. Geol. R.-A., 220—240, Wien 1914.
- SANDER, B.: Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. Jb. Geol. R.-A., 70, 225—234, Wien 1920.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Bd. 2, 409 S., Wien 1950.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund von radiometrischen Altersbestimmungen. — Diss. Bern. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 80 S., Padova 1975.
- SATIR, M.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien der südlichen Otztalmasse und der westlichen Hohen Tauern. — Geol. Rdsch., 65, 394—410, Stuttgart 1976.
- SCHMIDEGG, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. Geol. B.-A. Wien, 83-95, Wien 1933.
- SCHMIDEGG, O.: Die Otztaler Schubmasse und ihre Umgebung. Verh. Geol. B.-A., Wien, 27-47, 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. Krystalinikum, 3, 133-156, Prag 1965.
- SCHMIDT, K.: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderh. G., 199–213, Wien 1965.
- SCHMIDT, K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. — Z. dt. geol. Ges. 128, 121—141, Hannover 1977.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.: Rb/Sr- und U/Pb-Altersbestimmungen an Proben des Otztalkristallins und des Schneeberger Zuges. — Eclogae geol. Helv., 60, 529—536, Basel 1967.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. 256 S., Deuticke, Wien 1963.
- ZANETTIN, B.: Recent geological investigations in Southern Tyrol. Alto Adige, Eastern Alps. — Verh. Geol. B.-A., 315—325, Wien 1971.
- ZANETTIN, B. & JUSTIN-VISENTIN, E.: Considerazioni geologico-petrologiche sul "Tratto di Monteneve" ("Schneeberger Gesteinszug") (Alto Adige). — Mm. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 29, 1—41, Padova 1971.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. 7. 1978.











# The Tectonics of the Garhwal—Kumaun Lesser Himalaya

By GERHARD FUCHS \*) and ANSHU K. SINHA \*\*)

With 3 plates (= Beilagen 5-7)

option Tectonics Garhwal Kumaun Lesser Himalaya

#### Contents

Abstract						•									219
Zusammenfassung															219
1. Introduction			•	•									•		220
2. Some remarks to Stratigraphy			•		• .	•									220
3. The Parautochthonous Unit .				•											221
4. The Chail Nappes										•					228
5. The Crystalline Nappes													•		235
6. Conclusions						•	 •			•					236
Acknowledgement				•	•				•						237
References	٠	•	•	•	•	•		•	•	•					237

#### Abstract

The paper is an attemt to give an uniform picture of the structure of Garhwal — Kumaun Lesser Himalaya. In combining data from literature with own observations the experiences from Western Nepal were invaluable aid.

The lowest structural unit north of the Main Boundary Thrust is the Parautochthonous Unit comprising the Krol Belt. The existence of a "Krol Nappe" derived from afar is denied. The above unit is succeeded by the Chail Nappes. The lower two subsidiary units consist of Chail-Deoban sequence, the uppermost nappe is built entirely by the Chail Formation and oversteps the lower units and the Parautochthonous Unit in unconformable way. The Crystalline Nappes are represented by a lower unit of medium grade metamorphics and an upper unit composed by the high grade crystalline. The paper, however, concentrates on the description of the Parautochthonous Unit and the Chail Nappes, which provide the main structural problems.

#### Zusammenfassung

Die Arbeit trachtet, ein einheitliches tektonisches Bild vom Niederen Himalaya im Bereiche von Garhwal — Kumaun zu geben. Beim Verbinden von Literaturdaten mit eigenen Beobachtungen waren die Erfahrungen aus West-Nepal überaus wertvoll.

Address of the authors: \*) Dr. G. FUCHS, Geologische B-A. Wien, A-1031, P.O.B. 154.

<sup>\*\*)</sup> Dr. A. K. SINHA, Wadia Institute of Himalayan Geology, 15 Municipal Rd., Dehra Dun 248001, India.

Die tiefste Struktureinheit nördlich der Main Boundary Thrust ist die Parautochthone Einheit, die im wesentlichen die Krol-Zone umfaßt. Die Existenz einer durch Fernüberschiebung herangebrachten "Krol-Decke" wird abgelehnt. Über der Parautochthonen Einheit folgen die Chail-Decken. Die beiden tieferen Teildecken werden von der Schichtfolge Chail bis Deoben aufgebaut, während die höchste Teildecke ausschließlich aus Chail-Formation besteht. Diese Teildecke überlappt die beiden tieferen und die Parautochthone Einheit in diskordanter Weise. Die Kristallin-Decken sind vertreten durch eine tiefere Einheit, bestehend aus mittelgradigen Metamorphiten, und einer höheren, aufgebaut von hochmetamorphem Kristallin. Die Arbeit konzentriert sich aber auf die Beschreibung der Parautochthonen Einheit und der Chail-Decken, welche die tektonischen Hauptprobleme liefern.

## 1. Introduction

The knowledge of the stratigraphy and tectonics of the classical areas in the Indian Himalaya is the key for deciphering the geology of Nepal. On the reverse the observations made in Nepal are invaluable aid for the understanding of the Indian part of the Himalaya. Particularly Kumaun and Garhwal reveal a structural pattern very close to Western Nepal. This is evident from the classical work done by AUDEN (1937) or HEIM & GANSSER (1939) and is becoming even clearer by the recent work of the Indian geologists. Unfortunately almost every worker creates his own terminology, which is only applied for a comparatively small area. The multitude of names has led to a series of wrong correlations and consequently gave rise to a non-uniform structural picture of Kumaun-Garhwal. However, from the descriptions the great similarity to Western Nepal is obvious. The "Structural set-up of the Kumaun Lesser Himalaya" presented by VALDIYA (1976)shows inconsistency in several points. This led the authors with impulse to collect the geological data published in a series of papers and to interpret the observations with FUCHs' experience from Nepal. Several excursions helped in the development of the concept presented in this paper. In areas not visited some problems had to be left open. Inspite of many handicaps the attemt ist made to outline the tectonics and to give an uniform structural picture of Garhwal and Kumaun.

## 2. Some remarks to Stratigraphy

Work in various parts of the Himalaya showed that the stratigraphical concept of PILGRIM & WEST (1928) and AUDEN (1934) may be applied in all the Lesser Himalaya from Pakistan to Nepal (FUCHS 1967, 1974, 1975, 1976; FUCHS & FRANK, 1970; FUCHS & SINHA, 1974). Further the inner and outer zones of the Lesser Himalaya were correlated as in table 1 (FUCHS' view):

Outer Z	o n	e																Inner Zone
Dagshai .	•												•					Dagshai
Subathu .		•			•									•				Subathu
Tal	•	•						•			•	•	•	•	•	•		Tal
Krol		•	•	•						•				•	•	•		Shali-Deoban
Infra Krol	•	•	•	•	•			•			•	•	•	•		•	•	Shali Slates
Blaini (Mar	ıdha	ali)	)	•	•	•	•	•	•	•			•	•	•	•	•	Blaini (Mandhali)

220

Nagthat	}	Jau	nsa	r	•	•	•. 1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Nagthat
Chandpur J	•				•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		Chail
Simla Slates		•	•	•	•	•	.•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	Simla Slates

When this correlation was established FUCHS took it as granted that Blaini was Upper Palaeozoic and the Simla Slate — Krol succession was mainly Palaeozoic. Since then much dispute arose about the age of the Lesser Himalayan formations. Arguments were advanced for Precambrian (e. g. SINHA 1975 b) respectively Palaeozoic age and there are advocates for both theories. Most workers hold the conservative view of an Upper Palaeozoic — Mesozoic age of the Blaini — Krol sequence, but regard the Shali — Deoban Precambrian. Considering the present situation we must say that the age problem is unsolved. FUCHS (1975) finds that the arguments are more in favour of a Palaeozoic age of the Lesser Himalayan sequence. One thing, however, is definite to FUCHS thinking that Chandpur and Chail respectively Krol and Shali are to be correlated.

Though this is a paper on tectonics and regional geology so the above mentioned remarks on the stratigraphy were necessary. Conspicuous mylonite zones are generally absent. By regional mapping and correlative studies in different regions it becomes clear, what are stratigraphic successions and where are the tectonic breaks. In this way a stratigraphical concept is formed, which in further work determines an author where to place structural lines and nappe boundaries.

#### 3. The Parautochthonous Unit

AUDEN described the geology of the Krol Belt in his classical paper (1934). This zone may be taken as a type area for the Parautochthonous Unit. FUCHS (1967) used the term "Krol Unit" to describe the corresponding structural unit in Nepal. However, in a later paper FUCHS & FRANK (1970) gave the local name Tansing Unit. Further work, particularly in the North-Western Himalaya, proved that the named structural unit forms a characteristic element from Pakistan in the west to the NEFA (Arunachal) Himalaya in the east. The material building up that zone may change, thus the Krol Limestone is replaced by Shali Dolomite in Hazara (Sirban) or by Baxas or Damuda rocks in the eastern Himalaya. The structural characteristics, however, are very constant. The unit, composed mainly of pre-Tertiary rocks, overrides the Tertiary Zone along a continuous thrust (Main Boundary Thrust). The Parautochthonous Unit shows a series of anticlines and synclines, the first frequently sheared by reversed faults. Thus combined fold and wedge structures are characteristic. There is a marked contrast between the often steeply dipping beds which build up that unit and the overlying nappes being horizontal or gently dipping. This contrast in tectonic style and the fact that only the southern frontal portions are proved by windows to be allochthonous shows that this belt is best termed parautochthonous. Therefore FUCHS (1975) introduced the term Parautochthonous Unit for this non- or only slightly metamorphosed rock belt between the Tertiary Zone in the south and the nappes overriding from the north. This unit comprises the Islamabad- and Abbottabad Zones of Hazara, the Autochthonous Fold Belt (WADIA, 1931), the Krol Belt, the Tansing Unit of western Nepal, and the Baxa-Damuda Belt of the eastern Himalaya (SINHA treats Krol outer belt and inner Shali belt as two separate units).

In the S i m l a region the Krol Belt shows SW-directed folds (AUDEN, 1934; BHARGAVA, 1972; SINHA, 1972, 1974). The Pachmunda and the Krol Synclines are separated by an anticline at Solon; Simla Slates and Subathus in the core of that anticline, according to AUDEN (1934), represent a tectonic window. The rocks exposed in that window seem to belong to northern portions of the Tertiary Zone. The displacement of the southern parts of the Krol Belt proved by that window, however, is only 3 km. The structural plane separating the Tertiaries from the rock series of the Krol Belt was called the "Krol Thrust" by AUDEN (1934), who assumed the existence of a "Krol Nappe". In view of FUCHS (1967), RANGA RAO (1968), and RUPKE (1974), the Krol Thrust is just the Main Boundary Thrust, which elsewhere separates the Tertiary Zone from the older rock series of the Lesser Himalaya. The above mentioned authors doubt the allochthonous nature of the Krol Belt (see also SAKLANI, 1970; S. P. SHARMA & N. S. VIRDI, 1976 etc.).

Towards SE the two synclines mentioned above join to form one big synform built mainly by Infra Krol and Krol rocks (Sain Dhar Syncline of Outer Krol Belt, BHARGAVA, 1972). At Dadahu the syncline becomes narrow and ends at Sataun.

Along the Giri Thrust the rocks of the Krol Belt come in contact with the Simla Slates of the Simla Slate Thrust Sheet, a higher tectonic unit in view of FUCHs. Probably the Giri Thrust does not represent the basal thrust plane of the Simla Slate Thrust Sheet but is rather a younger reverse fault (comp. BERTHELSEN, 1967). Certainly the Giri Thrust does not join up with the Krol Thrust making the Krol Belt a superficial nappe in the sense of SRIKANTIA & BHARGAVA (1974). Under its influence the northern limb of the Krol Syncline is much sheared and overturned in the Kandaghat area (AUDEN, 1934). In the region of the lower Ashmi- and Giri Rivers Simla Slates of the Parautochthonous Unit (Krol Belt) and of the Simla Slate Thrust Sheet come in touch along the Giri Thrust. Therefore some workers doubt that the Simla Slates on both sides of the Giri Thrust belong to different tectonic units (FRANK personal communication; SINHA, 1977, regards the Simla flyschoid rocks as parautochthonous, deposited originally in a flysch graben of Upper Riphean and younger age). Towards SE also Blainis and Jaunsars of the Simla Slate Thrust Sheet and even the Chail Nappe come in touch with the Krol Belt along the Giri Thrust. Further SE along the lower course of the Giri River the Giri Thrust cuts through the Krol Belt. There it shears the anticline consisting of Jaunsars, which separates the Sain Dhar Syncline of the Outer Krol Belt (BHARGAVA, 1972) from the Inner Krol Belt (Korgai- and Nigali Dhar Synclines).

The latter synclines, which rather form a syncline doubled by a minor anticline, comprise all formations from the Jaunsars up to Upper Tal. The southern limb of this wide synform is disturbed by the Giri Thrust respectively by shearing planes parallel to the latter. The northern limb is overridden by the Chail Nappe, apparantly in an unconformable way. The appearance of the Nigali Dhar Syncline indicates the widening of the Parautochthonous Unit in Garhwal. There the higher nappes retreat to the north, which protruded far to the SW in the Chor region.

Here we come across the most crucial point of the Lesser Himalaya, rather rich in unsolved problems. The Nagthats and the underlying Chandpurs west of the Tons River are definitely belonging to the Nigali Dhar Syncline, that means to the Krol Belt. They come in contact with the rocks of the Chail Nappe forming the basal portions of the Chor outlier. These rocks are very similar to the Nagthats and Chandpurs of the Krol Belt and in case of the Chandpurs are even identical in age. This is probably the reason why in his map RUPKE (1974) shows the Nagthats continuous to the north following the Chails and surrounding the Tons culmination. Similar interpretations are given by SRIKANTIA & BHARGAVA (1974, Fig. 1) and VALDIYA (1976, Fig. 2). The existence of a "Krol Nappe" (AUDEN), which overlies the deeper Deobans along the "Tons Thrust" is the consequence. On the contrary we are convinced that the semi-metamorphic Deobans and associated clastic formations are structurally higher than the less altered series of the Krol Belt. From their lithology, tectonic style, and particularly if followed SE, there is no doubt that they represent lower subsidiary units of the Chail Nappe system (in view of FUCHS), which overthrust the Parautochthonous Unit (Krol Belt) (Pl. 1, 2). Neither in Simla nor elsewhere there is a trace of the roots of the "Krol Nappe" at the base of the Chail Nappe or the Central Crystalline and the advocates of the Krol Nappe hypothesis merely can refer to the quartzite complexes in association with the Chails at the base of the Crystalline. These quartzites, however, are part of the Chails and in view of FUCHS have nothing to do with the Krol Belt.

There is not much doubt that the Nigali Dhar and Korgai Synclines continue in the Mussoorie Syncline. The younger formations are eroded in the Tons-Yamuna depression and there the synform consists mainly of Chandpurs. In the southern limb these Chandpurs overthrust a series of narrow bands consisting of carbonate respectively clastic formations (AUDEN, 1934, M. P. SINGH, 1975). From SINGH's descriptions it appears that there are at least two scales built up by Nagthats (Nagthats, Bhadraj, and Kalsi Slates and Quartzite), Blainis (Kalsi-Naraya Limestone, Boulder bed) and carbonates possibly corresponding to Krol (Dhaira Limestone). In our view these scales are remnants of the Sain Dhar Syncline, which towards SE becomes reduced and finally pinches out between the Giri and Main Boundary Thrusts. Though from Auden's and Singh's work it is very suggestive to connect the above beds with resembling formations in the northern limb of the synform, we are somewhat doubtful about that. In the Yamuna section (Pl. 1, 2) the Chandpurs pass down into Simla Slates (Damta Formation, RUPKE, 1974) north of the Bhadri Gad junction near the village Marora. At Naingaon a band (150-200 m) of dark grey limestone crosses the valley. This band was mapped as Mandhali by PACHAURI (1972) who assumed the "Tons Thrust" forming the boundary between the carbonates and the underlying Morar-Chakrata rocks (= Simla Slates). The limestones, however, are intimately connected by alternation with the surrounding flyschoid slates. These rocks resemble very much to the Naldera and Kakarhatti Limestones respectively

to carbonates in the upper portion of the Simla Slates of Nepal. All the rocks are in stratigraphic continuation and there is no indication of the "Tons Thrust". The southern dip of the strongly folded Simla Slates changes to north around the village Damta, and north of the Sauri Gad there is again a passage into overlying Chandpurs. These consist of slates and siltstones much less laminated than the Simla Slates and associated with metadiorite (SINHA & BAGDASARIAN, 1976). RUPKE (1974) termed this series Sauri Gad Formation, PACHAURI (1972) spoke of the Kunnan Unit. In the north the Chandpurs are overthrust by Deoban limestones and dolomites. In our view the section along the Yamuna up to the base of the Deoban is in normal stratigraphic order. Going north from the core of the Mussoorie Syncline to the core of the Damta Anticline one crosses the complete sequence of the Krol Belt from the Tal down to the Simla Slates. The Chandpurs north of the Sauri Gad represent the northern limb of the Damta Anticline truncated by the lowest Chail Thrust (FUCHS). (SINHA regards it to be the tectonic contact dividing the Deoban carbonate zone and flyschoid Morar-Chakrata (= Damta) structural facial zone.) From the Main Boundary Thrust up to here we find one stratigraphic sequence folded in a syncline (Mussoorie) and an anticline (Damta). Therefore there is no need to assume a "Tons Thrust". All series belong to the Parautochthonous Unit. Difficulties for that explanation arise, if we consider the region west of the Yamuna towards the Tons. We were not able to visit that area, but according to AUDEN (1934, 1937), BHARGAVA (1972), M. P. SINGH (1975) and others bands of younger formations occur between the overlying Chandpur and the main mass of the Simla Slates of Chakrata. Besides the Bansa Limestone, which seems to be a stratigraphic intercalation, there are Nagthat and Blaini type rocks (Mandhali) and even nummulitic beds are reported in connection with the Simla Slates.

AUDEN (1934) mentiones several occurrences of nummulitic beds and Dagshais below his "Tons Thrust", but without recording of fossils. Thus the determination of these beds seems to be based on lithology. On p. 440 AUDEN himself notes that Dagshai-like sandstones occur as boulders in the Blaini, proving that there are such rocks of pre-Mesozoic age. AUDEN therefore assumes two sandstone series of quite different age, but we doubt whether there are any Tertiary beds in that zone. However, we admit that the occurrence of Blainis, Nagthats etc. indicates disturbance of the zone in dispute. For this discussion it is of interest that K. K. DUTTA & G. KUMAR (1964) in their map designate the whole series between the Simla Slates in the north and the Chandpurs in the south as Mandhali. Further they do not show a band of Tertiaries along the "Tons Thrust" as does SINGH (1975). We think that the stratigraphic sequence is complicated there by a scale structure with south-dipping shear planes rather than of a nappe boundary. It is a fact that the Deoban Limestone overlies Chandpurs and Simla Slates in the east (Yamuna) and the reverse is reported from west of Chakrata (see RUPKE, 1974, map). Pl. 3 of the present paper shows a detailed section through the Deoban -Chakrata area observed by A. K. SINHA. Simla Slates and Deobans border each other along a steep tectonic contact. Farther away from that zone of disturbance both formations predominately dip to the north.

Treating the "Tons Thrust" AUDEN (1934, p. 439) notes that in the Tons

Valley "Jaunsar rocks occur in the 6.000-foot scarp on the right bank, dipping south-west, while on the left bank occurs the Deoban limestone, dipping apparently to the north-east in cliffs and terraces nearly 7.000 feet in height. A great dislocation is therefore required to explain the juxtaposition of unlike rocks on the two sides of the Tons river". JAIN (1971, Fig. 6), BHARGAVA (1972, Fig. 8, section 6) as well as VALDIYA (1976, Fig. 3, section C) show divergent dip on both sides of their "Tons Thrust". Similar unconformable relations are also frequently observed along the thrust contacts in Nepal (FUCHS & FRANK, 1970, Pl. 3, sections 2-8, 19, 20). In such cases it can only be decided which unit is higher by considering the regional situation, that means the areal extent and continuation of the rock series. The decision which rock series belong to which structural units and which is the higher, depends largely on the stratigraphic concept and on personal experiences of diverse authors. From the knowledge of the geology of Western Nepal (Fuchs & FRANK, 1970; Fuchs, 1974, 1977) the Deobans and associated quartzite-phyllite formations represent lower subsidiary units of the Chail Nappe system and overthrust the Jaunsars and Simla Slates south of them. Their higher grade of alteration as well as their regional extent (see Pl. 1) fit well with that concept. There is no indication that the series south of the Deobans of the Chakrata area continue to the north of the Sainj River and overlie the Deobans. K. C. PRASHRA (1976), however, traced a thrust plane ("Tons Thrust"), marked by discontinuous bodies of Simla Slates and Eocene beds, around the Deoban culmination. According to PRASHRA the named rocks overlie stratigraphically the Deoban Limestone and are overlain by Mandhalis along the "Tons Thrust". In an earlier paper (K. C. PRASHRA, P. C. KHANNA, and R. N. SRIVA-STAVA, 1975) the above Mandhalis were taken as highest member of the Deoban Formation, the Simla Slate-Tertiary zones as clastic (stratigraphic) intercalation in the Deoban. From PRASHRA's description it appears that he actually traced a tectonic horizon, along which not only Simla Slates and Subathus, but also Chail phyllites and quartzites, Mandhali-Blaini rocks, as well as Shali Slates are found in tectonic mixture. FUCHS supposes that these rocks together with the overlying carbonates represent Chail Nappe 2, which overthrusts the Deoban of Chail Nappe 1 and are themselves succeeded by a thick sequence of Chails of Chail Nappe 3 (see chapter 4). That means that the tectonic horizon found by PRASHRA is a structural plane between the Chail Nappes and does not represent a continuation of a "Tons Thrust".

If we follow the Parautochthonous Unit towards the east, JAIN's papers (1971, 1972) give valuable informations. The most important structural element is the Mussoorie Syncline, which comprises the sequence from Chandpur to Tal. In its axial region outliers of higher nappes were found by AUDEN (1937, "Garhwal Nappe") which shall be dealt with in the chapter on the Chail Nappes. The southern limb of the Mussoorie Syncline overrides the Siwalik Zone along the Main Boundary Thrust. Approximately 5—6 km NE of that thrust, like in Solon, windows are exposed consisting of Simla Slates and Subathus. These Bidhalna-and Pharat Windows found by AUDEN (1937) were recently studied by JAIN (1972). The frame of the windows is formed by the Chandpurs of the Mussoorie Syncline. The windows prove an allochthonous nature of the southern limb of

this Syncline, which does not mean that they are proof of a "Krol Nappe". The fact that the southern portions are allochthonous is expressed in the name Parautochthonous Unit.

The extended Nagthat, Chandpur, and Simla Slates of the northern limb of the Mussoorie Syncline and of the Damta Anticline observed in the Yamuna Valley become reduced towards the east. The Damta Anticline pinches out, a last remnant consisting of Simla Slates seems to be represented by JAIN's Lahiri A Member (1971). The Lahiri B and C Members (and JAIN's Chandpur) are the eastern continuations of the Chandpurs respectively Nagthats of the Yamuna section (compare Pl. 1 with JAIN's Fig. 1). These rocks build up a minor syncline (Deosari Syncline) in the rock series forming the northern limb of the Mussoorie Syncline north of the Agar Fault. Contrary to JAIN we see these formations in normal stratigraphic order and do not assume any thrust in between them. Along the Nagon Valley, however, a significant thrust cuts the named formations. The SW dip of the Simla Slate—Nagthat sequence (JAIN's Lahiri to Nagthat) contrasts to the prevailing NE dip of JAIN's Dharasu Formation, therefore this author spoke of the Nagon Anticline. JAIN assumes that along the "Tons Thrust" his Lahiri overrides the Dharasu Formation, which forms the anticline. JAIN's Dharasu Thrust Sheet, however, represents Chail Nappe 3, which overthrusts the lower Chail Nappes (1, 2) characterized by Deoban Limestone in the Yamuna section. Along the Nagon Valley Chail Nappe 3 is in unconformable contact with the lower formations, towards SE it comes in touch even with the Krol Limestone of the Mussoorie Syncline. Thus Chail Nappe 3 overlaps a series of lower structural units (see Pl. 1, 2). This unconformable relation is also evident from the way Chail Nappe 3 oversteps successively the formations of the northern limb of the Mussoorie Syncline. The discordant and very complicated thrust contact of Chail Nappe 3 and the Krol is observed along the Chamba - Narendranagar motor road NE of the village Nagani. (The division into units C 1, C 2 etc. is according to the concept of FUCHS.)

In the valley of the Hiunil River the Mussoorie Syncline has its south-eastern end. But south of the anticlinal structure indicated by the Bidhalna-Pharat Windows a new syncline starts in the Ganges Valley. This Garhwal Syncline was studied particularly by MIDDLEMISS (1887 a, b, 1888, 1890), AUDEN (1937) and recently by T. M. GANESAN (1972), RAVI SHANKER & T. M. GANESAN (1973) and others. The Garhwal Syncline may be correlated with the Sain Dhar Syncline, such as is the Mussoorie Syncline with the Korgai- and Nigali Dhar Synclines of the Krol Belt. The Parautochthonous Unit is built by a sequence comprising the succession from Chandpur up to Subathu. In the south-western frontal parts the older formations are reduced or missing at all, whereas in the northern limb there is a thick development of Nagthat ("Saknidhar Formation", KUMAR et al, 1974). It should be emphasized that there is no indication for an "Autochthonous Window" in the Nayar Valley (FUCHS, 1967, p. 147). Following AUDEN, VALDIYA (1976, Fig. 2) still assumes the existence of a huge window. Along the so-called Garhwal Thrust the Parautochthonous Unit is overthrust by a thick pile of metamorphosed rocks filling the central portions of the Garhwal Syncline. Between these Chail Nappes and the Parautochthonous Unit or representing a lower

subsidiary unit of the first, there is an intercalated unit — the Lower Bijni Unit (SHANKER & GANESAN, 1973) containing fossiliferous Permo-Carboniferous beds (GANESAN, 1972). This fossil find in series of definitely Lesser Himalayan origin is of much importance for the stratigraphical and palaeogeographical problems of that part of Himalaya. This topic, however, is out of the scope of this paper.

South of Deoprayag Chail Nappe 3 overthrusts the Nagthat of the Parautochthonous Unit (FUCHS 1967, p. 89, Pl. 1). This thrust crosses the Pauri—Lansdowne road, 2 miles north of Satpuli (ibid, p. 92, Pl. 1), further SE we do not have information about the exact continuation of this thrust, which delimits the Parautochthonous Unit in the north. The approximate track given in Pl. 1 of this paper is concluded from the dips in RUPKE's map (1974) and geomorphological data.

About the Kosi area we have information by the report of G. KUMAR et al 1974 and own observations along the road from Ramnagar to Ranikhet. Between the Garhwal Syncline and its correlative the Naini Tal Syncline the Parautochthonous Unit is rather reduced. The unit consists entirely of Nagthat and Chandpur, except for a narrow scale of Blaini to Krol rocks along the Main Boundary Thrust. The Marchula Quartzite (KUMAR et al, 1974) is Nagthat, whereas Pauri Phyllite, Marithana Quartzite, and Manila Phyllite represent the Chail Formation and constitute Chail Nappe 3.

The Naini Tal Syncline was studied by MIDDLEMISS (1890), HEIM & GANSSER (1939), TEWARI & MEHDI (1964), PAL & MERH (1974), FUCHS & SINHA (1974) and others. The Naini Tal Syncline is composed by the sequence Nagthat to Krol. As in similar cases the lower formations are suppressed or are missing in the frontal part along the Main Boundary Thrust, but are well-developed in the north-eastern limb. The metabasic rocks of Bhowali and associated quartzites still belong to the Parautochthonous Unit. The succeeding phyllites and quartzites which accompany the Ramgarh granite-gneiss are part of the Chail Nappes. Not far SE of Naini Tal the Amritpur Granite and Ramgarh Porphyry reach the Main Boundary Thrust (B. N. RAINA & B. D. DUNGRAKOTI, 1975).

These authors regard the Amritpur Granite and the Ramgarh Porphyry as one intrusive complex. S. VARADARAJAN & R. S. RAWAT (1976) report intrusive contacts of the Amritpur Granite with the Bhim Tal quartzites and metabasics. A continuous igneous suite of spilite—keratophyre rocks is postulated by SHAH & MERH (1978). Our view is that the country rock adjoining the granite (and Ramgarh Porphyry) was either Ladhiya Formation (= Chail) and a thrust is concealed between these rocks and the Bhim Tal Formation. Or the Amritpur Granite forms really an intrusion in the series of the Krol Belt (Parautochthonous Unit), which would be a unique exception supporting the theory of Deep Seated Lineaments of SINHA (SINHA & JHINGRAN, 1977). Then a thrust is to be expected between the Amritpur Granite and the Ramgarh Porphyry, which definitely belongs to the Chail Nappes. Perhaps the first possibility seems more likely as no other instance is reported of a granite intrusive in the Krol Belt or the Parautochthonous Unit in general. From here to the Nepal Border the frontal portions of the Lesser Himalaya are formed by the Chail Nappes, and the Parautochthonous Unit is missing. We think that the basic metavolcanics and quartzites associated with the Ramgarh granitoids in the Ladhiya region (RAINA & DUNGRAKOTI, 1975; VALDIYA, 1963) represent the Chail Formation of the Chail Nappes and do not form the continuation of the rock series of the Bhowali-Bhim Tal area. The latter are stratigraphically linked with the formations in the core of the Naini Tal Syncline and thus belong to the Parautochthonous Unit. In western Nepal in the Dailekh region the Parautochthonous Unit is observed again but is still very much reduced (FUCHS, 1974, 1977).

#### 4. The Chail Nappes

PILGRIM & WEST (1928) coined the term Chail Nappe for a tectonic unit underlying the Jutoghs (Lower Crystalline Nappe, FUCHs, 1967). Also in the grade of metamorphism this nappe is between the medium to high grade crystallines overlying and the faintly altered lower units (Simla Slate Thrust Sheet, Krol Belt). It is characterized by the Chail Formation consisting mainly of clastic rocks, e. g. phyllites, quartzites, metaconglomerates, and basic metavolcanic intercalations. FUCHS (1967, 1975, 1977, FUCHS & FRANK, 1970) found this tectonic unit continuous all over the length of the Himalaya and extended the term Chail Nappe, coined in the Simla area, also to other Himalayan regions. The Chail Nappe may be composed by rather monotonous series, so in the type area. The Chail rocks in the Simla Klippe also contain acid metavolcanics and tuffaceous sandstone (ASHGIREI et al 1977). Acid orthogneisses in the Chails gave surprisingly old Rb/Sr ages, 1840  $\pm$  70 my (Frank et al, 1976) and 1430  $\pm$ 150 my (BHANOT et al, 1978). In western Nepal, however, the Chails are found in a succession of different formations. This sequence corresponds with the Simla Slate—Krol succession of the Krol Belt, except for certain facial peculiarities. The Chails take the position of the Chandpurs in that sequence (FUCHS, 1967; FUCHS & FRANK, 1970). After the stratigraphic order has been established repetitions of the succession made clear that the Chail Nappe consists actually of several subsidiary tectonic units. Frequently the stratigraphic sequence is reduced to Chail phyllites or quartzites and carbonates of the Shali-Deoban type. But also in these cases the experiences of Nepal teach us that Chails overlying the carbonates, which are younger, have come into this position by thrusting. This in our view is the key for the understanding of the tectonics of Garhwal and Kumaun.

In the Simla- and Chor area there is only one Chail Nappe, which is not very thick. The nappe overlies various formations and tectonic units, e. g. the Blainis, Jaunsars and Simla Slates of the Simla Slate Thrust Sheet, the Chandpurs, Nag-thats, and even Krols of the Krol Belt (south of the Chor Mt.). AshGIREI et al (1977) give a synthesis of regional metamorphism, K/Ar age datings, chemical and petrographic analysis and prove an independant tectonic entity of Chail (C 3) in Simla and Kulu area.

East of the Chor, in Garhwal, the situation is more complicated and the informations from that area give a picture not free of ambiguities (OLDHAM, 1883; PILGRIM & WEST, 1928; AUDEN, 1934, 1937; SRIKANTIA & BHARGAVA,

1974; RUPKE, 1974; PRASHRA et al, 1975; PRASHRA, 1976; VALDIYA, 1976). Our tentative view is certainly influenced by the experiences of FUCHS from Nepal:

The Chail Nappe, which at the base of the Chor crystallines may be traced to the north, is the highest unit (C 3) of the Chail Nappes. The Deobans and associated Chails (phyllites and quartzites), underlying this highest nappe, form lower subsidiary units of the Chail Nappe system. The highest member of the Deoban Formation of PRASHRA et al (1975) called Mandhali by PRASHRA (1976) and parts of the underlying tectonically mixed horizon represent Chail Nappe 2. The main mass of the Deoban Limestone following beneath that horizon and the underlying "Massive quartzite, shale, and slate" (PRASHRA et al, 1975) - correlative to Chail — form a still lower unit — Chail Nappe 1. This latter unit borders at steep or even reversed tectonic contact against the Simla Slates of Chakrata, which belong to the Parautochthonous Unit and consequently are tectonically lower. Certainly the rocks of Chail Nappe 1 have their source north of the site where the Parautochthonous Unit was deposited. But we have no information for how far a distance Chail Nappe 1 has moved to the south. So a parautochthonous nature of this lowest unit of the Chail Nappe system is quite likelv<sup>1</sup>).

The great thickness of the Deobans of the type locality is partly due to tectonics as shown by Pl. 3. Towards the ESE the Deobans become thinner in the Yamuna section and pinch out somewhere east thereof. The NE dip observed in the Yamuna section and the higher tectonic position in respect to the rock series in the south is regarded as typical. The southern dip, reported from the Tons Valley we think to be reversed by later movements.

In the north at the Barni Gad junction and around the village Kuwa the lowest Deoban Limestone band is succeeded by black argillites, greenish phyllites, and several carbonate bands of Deoban type. The zone appears much disturbed and probably corresponds to the clastic series exposed in the wide dome of the Tons Valley. Two kilometers north of Kuwa, where the Yamuna Valley bends to the NE, several hundred meters of Chails (quartzites, metaconglomerates, phyllites, and chlorite schists) follow, which are succeeded by NE dipping Deoban carbonates. To the west these Chails join up with the tectonic horizon traced by PRASHRA (1976) in the Tons area. According to this author there are also Subathus found along the thrust plane. From PRASHRA's description it seems that there is a tectonic mixture of several formations along the thrust. The older formations (Simla Slates, Chails) of that horizon and the Chails observed in the Yamuna Valley together with the overlying Deoban carbonates make up Chail Nappe 2.

Above the Deobans again Chails follow, which form a pronounced syncline. The NW-SE axis of this syncline crosses the Yamuna Valley at Naugaon. The Chails filling the core of that syncline belong to Chail Nappe 3, the highest unit of the Chail Nappe system. Within the Chails of Chail Nappe 3 there are also

<sup>1)</sup> The Chail Units C 1, 2, 3 are entirely the concept of FUCHS. SINHA holds different view regarding Chail as geosynclinal deep water facies of a separate structural facial zone with acid volcanism.

granitoids reported from Purola (A. K. PACHAURI, 1972) or west of Tiuni in the Tons Valley (PRASHRA, 1976, Pl. 2). The syncline is a very persistent structural element, which may be followed through Garhwal and finally joins up with the Dudatoli—Almora Syncline of Kumaun (Pl. 1, 2). NE of Naugaon Deoban Limestone, reduced to a band of ca. 50 m, crosses the valley. This SW dipping Deobans represent the top of Chail Nappe 2, which comes up again NE of the Naugaon Syncline.

The limestone band was traced to the north, where the dip turns to west (PACHAURI, 1972). The Chail Formation and metabasic rocks (SINHA & BAGDA-SARIAN, 1976; SINHA in ASHGIREI et al, 1977) of the Barkot area underlie the above Deoban Limestone in normal stratigraphic order, together constituting Chail Nappe 2..

At Gangani PACHAURI reports an anticline of Deoban carbonates coming up from beneath, his Bhankali—Barkot Formation (= Chails). Certainly PACHAURI is right when he correlates the Gangani carbonates with those south of Barni Gad. It is Deoban of Chail Nappe 1, which reappears in a window beneath Chail Nappe 2. This nappe is rather reduced in the north-eastern limb of the Gangani Anticline and the metabasics and PACHAURI's Hudoli Formation (= Chail), making up Chail Nappe 3, almost come in contact with the Deoban of Chail Nappe 1 (PACHAURI, Fig. 1; Pl. 1, 2, of present paper). Chail Nappe 3 forms a syncline and NE thereof Chail Nappe 2 appears in a window. The latter forms the north-western end of the Uttarkashi Window, which just reaches the Yamuna Valley (JAIN, 1971, Fig. 7, 8). NE of that last updoming the Chails of Chail Nappe 3 — mainly quartzites and basic metavolcanics (SINHA personal observations) — dip beneath the Crystalline Nappes following above the Main Central Thrust.

It should be emphasized that the quartzites, phyllites, and metabasics (= Chail) directly underlying the Crystalline are a typical phenomenon for all the Himalaya. Nowhere there is an indication of roots of a "Krol Nappe", which should be expected somewhere below the Crystalline, if the Krol Nappe hypothesis and the existence of the "Tons Thrust" are accepted.

As mentioned above the rock zones of the Yamuna Valley may be followed to the SE into the Bhagirathi Valley. The latter area was recently investigated by A. K. JAIN (1971) and N. C. AGARWAL & G. KUMAR (1973). The quartzite basic metavolcanics complex (= Chail), which is directly overthrust by the Crystalline Nappes, frames the window of Uttarkashi. In that window Deoban carbonates are exposed together with quartzites, phyllites, and metavolcanic rocks. These beds represent the Chail-Deoban sequence of lower subsidiary units of the Chail Nappes (C 2, possibly also C 1).

Down the Bhagirathi we come again across a complicated zone at the village Dunda. There the SW dipping Chail quartzites and metabasics, which close the Uttarkashi Window in the SW, show NE dips. From beneath them appears an anticline consisting of carbonates, phyllites, quartzites, metabasics and a lense of augen granite-gneiss. This much disturbed rock belt represents Chail (metabasics, quartzites, greenish phyllites) Shali Slates (black argillites), Blainis (red and green phyllites and arenites) and the typical granitoids intrusive in Chail. Tectonically the Khattukhal Limestone seems to have the position of the carbonates of Gangani in the Yamuna Valley, that means it represents an anticline of Chail Nappe 1. The Chails surrounding it (Dunda Quartzite, Dhanari Slates in part, Gamri Quartzite, JAIN, 1971) belong to Chail Nappe 2 and join up with the Chails of the Barkot area of Yamuna. The Deoban carbonates of the Shyalna occurrence follow conformably above these Chails and consequently also belong to Chail Nappe 2. Our observations suggest that the Shyalna limestone joins up with the limestone band NE of Naugaon. The above carbonates are tectonically succeeded by steeply dipping Chails mainly argillites and some metabasics, which crop out all along the Khurmola Gad. Around Dharasu these Chails contain rather massive siltstones reminding of those in the Chandpurs north of the Sauri Gad-Yamuna junction. Obviously there is resembling facies in formations of same age, but belonging to quite different structural units (Parautochthonous Unit, Chail Nappe 3). The Chails, which overthrust the Shyalna carbonates respectively the Gamri Quartzite, form a huge syncline reaching south into the Nagon Gad (JAIN, 1971). This Dharasu Thrust Sheet of JAIN (1971) is the continuation of Chail Nappe 3 met in the syncline of Naugaon in the Yamuna Valley. It ist significant that this highest of the Chail Nappes apparently overlaps the lower units observed in the Yamuna Valley and comes in contact with the lower formations of the Parautochthonous Unit (Krol Belt) in the Nagon Valley. Further SE it comes in touch even with the Krol (see Pl. 1, 2).

Here we should deal with the outliers in the core of the Mussoorie Syncline. AUDEN (1937) found these klippes of his Garhwal Nappe (Satengal, Banali) and subdivided them into a lower Bijni- and higher Amri Nappe. JAIN (1972) restudied these klippes. This author also discerns two nappes the Saklana Thrust Unit and Ringalgarh Thrust Unit. The first one shows the succession from bottom to top: Ghena Slate, Danchula Quartzite, Satengal Limestone. Separated by the Ringalgarh Thrust follows the Banali Formation (= Chail). We do not doubt that the upper unit corresponds to our Chail Nappe 3. The rock series of the lower unit probably correlate to the Lower Bijni Nappe (SHANKER & GANESAN, 1973).

In the Garhwal Syncline, adjoining in the SE, the Chail Nappes form a huge outlier. It was again AUDEN who recognized the nappe structure. SHANKER & GANESAN (1973) subdivide the "Garhwal Nappe", overlying the Tals and Subathus of the Parautochthonous Unit, into Lower Bijni Unit, Upper Bijni Unit, and Amri Unit. The lowest of these units is of great interest, as it contains fossiliferous Permo-Carboniferous beds. The basal "quartzite and slate-phyllite member" corresponds with Chail. It is succeeded by the "Boulder-Slate member", which by its lithology and fossil content resembles the Agglomeratic Slate of Kashmir-Chamba. GANESAN (1972) tentatively extends the Upper Palaeozoic age of the boulder slate of the Lansdowne area to the Blainis and Mandhalis, a view favoured also by FUCHS. The "Gritty quartzite member" consists of pebbly siltstones and quartzites and is succeeded by the "Sandy limestone member", which may correspond to the Satengal Limestone of the Satengal Klippe. In our view this is one of the rare occurrences, where the tilloid series of the Lesser Himalayas are proved Upper Palaeozoic by fossil evidence. Obviously the series was deposited on Chail Formation and belongs structurally to one of the lower subsidiary units of the Chail Nappes. Definitely the fossiliferous beds are of Lesser Himalayan origin and have quite different position as the similar formations of Kashmir and Chamba, which overlie the Crystallines and thus represent southern portions of the Tethys Zone.

The Upper Bijni Unit comprises phyllites and quartzites resembling Nagthat (AUDEN, 1937; SHANKER & GANESAN, 1973), which may also contain parts of the Chail Formation (FUCHS).

The Amri Unit without doubt is identical with Chail Nappe 3. This nappe overlaps the lower Chail units such as in the Yamuna-Bhagirathi region (see Pl. 1, 2). The Lansdowne Granite is one of the deformed granitoid intrusions so characteristic for the Chails (e. g. in Kishtwar Window, Dhauladhar-, Ramgarh Granites etc.).

After dealing with the outliers of Chail Nappes, which are preserved in synforms of the Parautochthonous Unit, we return to the wide belt formed by the Chail Nappes in the north. As previously described in this paper Chail Nappe 3 overlaps the lower Chail Nappes and various formations and structural elements of the Parautochthonous Unit. Thus Chail Nappe 3 shows a definitely unconformable relation to the underlying units. The axis of the synform in which Chail Nappe 3 is preserved strikes strictly NW-SE from Naugaon in the Yamuna Valley to Tehri and right to the Dudatoli. Thus the synform strikes obliquely to the WNW-ESE strike prevalent in the Tons-Mussoorie area (see Pl. 1).

From Dharasu to the region of Tehri south-western dip at medium angles dominates in the north-eastern limb of the syncline of Chail Nappe 3. This portion of Chail Nappe 3 (Dharkot Thrust Sheet, SAKLANI, 1972) consists mainly of phyllites (Gwar Phyllite, SAKLANI, 1971, 1972). Below the delimitating thrust (Dharkot Thrust, SAKLANI, 1971) there is a folded belt of Chails (Pratapnagar Quartzite, Jakhnidhar Schist), Nagthats (Paturi Quartzite), Blainis (Bhainga Slate) and Shali-Deoban (Bhelunta Limestone). The SW directed folds appear unconformable to the overlying Chail Nappe 3 dipping SW. According to SAKLANI (1971, 1972) the main mass of the Pratapnagar Quartzites overrides the belt of carbonate rocks from the NE. This might indicate that the latter zone represents Chail Nappe 1 and correlates with the Khattukhal- and the Gangani carbonates of Bhagirathi respectively Yamuna Valleys. SAKLANI'S Pratapnagar Thrust Sheet would be Chail Nappe 2 in this case. From JAIN's map (1971, Fig. 1) and partly also from SAKLANI'S maps (1971, Fig. 1, 2; 1972, Fig. 1) it is suggested that the carbonates and the Pratapnagar Quartzite formed one stratigraphic succession, which was later disturbed by the Pratapnagar Thrust. This would mean that both belong to Chail Nappe 2 and the carbonates correspond with the Shyalna carbonate occurrence. There is a vast terrain built by quartzites and basic metavolcanics to the NE of the carbonate belt described. Definitely these series — Gamri Quartzite (JAIN, 1971), Pratapnagar Quartzite (SAKLANI, 1972) are identical with Chail. In absence of marker horizons such as the carbonates mentioned, it is difficult to decide whether they belong to Chail Nappes 2 or 3. From the material, quartzitic or phyllitic Chails, a decision is not possible as the facies changes very rapidly along or across the strike.

The folded rock belt of the Pratapnagar area continues towards the SE and our observations along the Bhilangna Valley fit well with SAKLANI's observations from the first named region. Along the east-west course of the Bhilangna east of Tehri there are monotonous Chail phyllites of Chail Nappe 3 dipping uniformly SW. At a thrust — the continuation of the Dharkot Thrust — the above phyllites overlie a NE dipping sequence of Chail guartzites (ca. 100 m), multicoloured phyllites and quartzites (= Nagthat-Blaini, 20-30 m) and Deoban dolomite (60-80 m), the latter being rather vertical. Near the village Asena again Chail phyllites and quartzites follow dipping NE (ca. 200 m). They are succeeded by a band of Deoban dolomite. Above these carbonates follows a thick pile of folded Chail quartzites, dipping moderately NNE. The section shows again the unconformable relation of Chail Nappe 3 to the lower structural units. As in the Pratapnagar area there is also uncertainly here whether Chail Nappe 3 overrides discordantly a contorted belt consisting of Chail Nappes 1 and 2 or only Chail Nappe 2. In this latter case the sequence of Chail Nappe 2 is complicated by scale structures of more local importance.

Further east we have good information about the geology of the Alaknanda region (HEIM & GANSSER, 1939; AUDEN, 1949; FUCHS, 1967; KUMAR, PRAKASH & SINGH, 1974; RUPKE, 1974; KUMAR & AGARWAL, 1975 and others). In the Alaknanda section we find the widest extention of the Chail Nappes. The front of the Chail Nappes crosses the Ganges Valley south of Deoprayag and the Western Nayar River north of Satpuli. There Chail Nappe 3 overrides Nagthats (Saknidhar Formation, KUMAR et al, 1974), which belong to the Parautochthonous Unit and form the north-eastern limb of the Garhwal Syncline. From south Deoprayag up the Alaknanda to north of Srinagar the Chails are predominantly phyllitic (Pauri Phyllite, KUMAR et al, 1974). These rocks are part of the great synform of Chail Nappe 3, which we have traced from Naugaon in the Yamuna Valley. The Pauri Phyllites are succeeded by quartzites (Khirsu — Maithana) and by a phyllite-quartzite complex (Manila). Above these various developments of the Chail Formation follows the Dudatoli Crystalline filling the core of the great synform.

North of Srinagar Chail Nappe 3 is terminated by the Srinagar Thrust, which, however, is not the continuation of the North Almora Thrust as assumed by KUMAR et al (1974). The latter thrust swings around at the base of the Dudatoli Crystalline and joins with the South Almora Thrust. The Srinagar Thrust clearly is the continuation of the Dharkot Thrust (SAKLANI, 1971) and Dharasu Thrust (JAIN, 1971), which is rightly indicated in VALDIYA's map (1976). Further SE a series of carbonate occurrences of Chail Nappe 2 are found below the thrust, the latter may be followed to Dwarahat.

From the Srinagar Thrust to south of Nandaprayag all the country seems to belong to Chail Nappe 2. From KUMAR & AGARWAL (1975) and HEIM & GANSSER (1939) we know that complexes of quartzite and basic metavolcanics predominate over phyllites — both representing the Chail Formation. In the named formation there are various bodies of granite-gneiss. The carbonate occurrences (Sera, Lameri, Dobri, Langasu etc.) are Deoban-Shali rocks, which are in stratigraphic connection with the surrounding Chails. These series are disturbed by folding and scale structures (e. g. "Alaknanda Fault" KUMAR & AGARWAL, 1975).

The Patroli Quartzite follows tectonically above the various rock series of Chail Nappe 2 and represents Chail Nappe 3. This unit forms a syncline, with the axis crossing the Alaknanda Valley at Maithana (KUMAR & AGARWAL, 1975). NE of that syncline an anticline brings up a thick carbonate complex in the Chamoli Window (HEIM & GANSSER, 1939; AUDEN, 1949). These carbonates no doubt are Shali—Deobans, tectonically belonging to lower Chail units. But it is difficult to decide whether they are Chail Nappe 1 or 2. HEIM & GANSSER (1939, p. 50) report about a second band of crystalline carbonates, intercalated in the Chails overlying the main mass of Deoban. This might indicate that the central parts of the window represent Chail Nappe 1, the named carbonate band marking the top of Chail Nappe 2. The uncertainty mentioned above is common to all the carbonate windows of eastern Kumaun. There apparently only Chail Nappe 3 is clearly defined, which consists of the quartzites, phyllites, and basic metavolcanics (Berinag) and overthrusts a lower sub-unit of the Chail Nappe System, composed of carbonates and argillites.

The Chamoli Window is the north-western most of a series of three windows exposed in a large antiformal belt. East of a small window in the Nandakini Valley we find a wide area composed of carbonate rocks in the Kapkot-Tejam belt. The pioneer work done by HEIM & GANSSER (1939) was recently succeeded by studies of R. C. MISRA & D. M. BANERJEE (1968), A. R. BHATTACHARYA (1971), A. R. PANDEY (1971), R. C. MISRA & A. R. BHATTACHARYA (1972), A. AHMAD (1975), and D. M. BANERJEE & P. C. BISARIA (1975).

There is no doubt that the stromatolitic dolomites and limestones, which have been given different names, are identical with Deoban and Shali. The multicoloured beds in the Sor Slates seem to represent the Blaini, the carbonaceous rocks correspond to the Shali Slates and Infra Krols. The Hatsila Formation apparently comprises Nagthat to Blaini. The named formations are folded, but in stratigraphic contact with each other. From PANDEY's paper (1971) it seems possible that Chails are intercalated in the higher portions of the carbonates, which might indicate major disturbances near the top.

The Berinag Quartzites and associated metabasics overlie the described rock series with a thrust contact. They form Chail Nappe 3, which in turn is succeeded by the Crystalline Nappes.

North of Dharchula, near the Nepal border an outlier of the Crystallines makes the Tejam Window bifurcate (VALDIYA, 1976). According to the observations of A. K. SINHA the carbonates of the Sirdang Zone north of that Crystalline outlier become narrow towards the west and probably pinch out <sup>2</sup>). Anyhow, there is no doubt that the carbonates of the Sirdang Window correspond with the main mass of carbonates of the Tejam Window. The Sirdang carbonates are mantled by the Chails of Chail Nappe 3, both units are exposed in an anticline overturned towards the SW.

The Tejam Window is terminated in the SW by Berinag Quartzites (=Chails) of Chail Nappe 3 and outliers of the Crystalline Nappes (Baijnath, Askot),

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>) A detailed investigation is to be taken in summer 1978 by SINHA.

which are preserved in a major synform. South of Baijnath Chail Nappe 3 contains bodies of intrusive granite-gneiss besides the very common basic meta-volcanics.

South of the named synform the carbonates and associated formations are brought up again in a wide antiform known as Pithoragarh Zone. This belt was recently investigated by R. C. MISRA & K. S. VALDIYA (1961), VALDIYA (1962, 1965, 1968) and R. C. MISRA & D. M. BANERJEE (1968). Sor Slates and the overlying dolomites and limestones make up a lower unit of the Chail Nappe system. They form two anticlines separated by an outlier of Chail Nappe 3, which ends north of Pithoragarh. East thereof the separating syncline is marked by the Gangolihat Dolomites (= Shali, Deoban). All these folds are overturned towards SW. The southern anticline reaches the Kosi Valley at Someshwar, where the Pithoragarh Window plunges westwards beneath the Chails of Chail Nappe 3.

South of the Pithoragarh Zone there is the wide synform of Almora, where the Crystalline Nappe is preserved in a large outlier. South of this synform the Chail Nappes reappear, consisting of Chails (Ladhiya Formation, VALDIYA, 1963) and the Ramgarh Porphyry. The carbonate band (Betalghat Formation, RAINA & DUNGRAKOTI, 1975) indicates that there are more units of the Chail Nappe system. As mentioned in chapter 3 we think that the Amritpur Granite forms one intrusive complex with the Ramgarh Porphyry in the sense of RAINA & DUNGRAKOTI (1975). This implies that the volcanics and quartzites injected by that granite (VARADARAJAN & RAWAT, 1976) belong to the Ladhiya Formation (= Chail) and are separated by a thrust from the very similar series of Bhim Tal-Bhowali, which are Nagthats of the Krol Belt. However, that problem is not yet solved.

From Amritpur to the Nepal border the front of the Lesser Himalayan units is formed by the Chail Nappes, which override the Siwaliks along the Main Boundary Thrust.

## 5. The Crystalline Nappes

In this chapter we shall give just a few general remarks as we personally have not worked on these units in the region of Garhwal-Kumaun, except some hurriedly taken traverses.

It ist a fact proved by all authors working in the Lesser Himalayas that the high grade metamorphic rocks always are in physically highest position: The Chor crystallines overlie the less altered units in the west, south and east. The Baijnath, Askot, Dudatoli-Almora crystallines are found in the cores of large synforms. This observation is very suggestive of nappes and therefore most authors followed PILGRIM, WEST, AUDEN, HEIM and GANSSER, who explained the above relations by large scale thrust movements. Recently this was contested by KUMAR et al (1974), S. P. SAXENA (1974, 1975, 1976). From the experience from adjoining parts of Himalaya and from the Alps we fully agree with VALDIYA (1976) who still does not doubt the existence of nappes in the Lesser Himalaya.

Certainly VALDIYA is also right in dividing the Crystalline into lower "Jutogh-Munsiari-Almora Nappes" and a higher "Vaikrita" unit. We too discerned a lower unit of medium grade alteration and an upper unit composed of medium to high grade metamorphosed rocks (FUCHS, 1967, 1974, 1975, 1977; FUCHS & FRANK, 1970). The occurrence of sillimanite bearing rocks in the Dudatoli-Almora outlier (K. N. SINGH, 1976), however, shows that both the above units compose some of the outliers. The distinction probably is not easy in some cases. VALDIYA's concept of two thrusts, viz. M. C. T. and Vaikrita, is doubted by SINHA, who thinks the so-called Vaikrita Thrust in many sections of Garhwal and Kumaun to be rather high angle faults.

## 6. Conclusions

The Tertiary Zone, consisting mainly of the Siwaliks, is overridden by the various units of the Lesser Himalaya along the Main Boundary Thrust. We do not think that in depth this structural plane merges into a low angle thrust. SINHA & JHINGRAN (1977) take the M. B. T. as a steep angle tectonic lineament. The southern portions of the Lesser Himalaya are regarded to be sheared off from their original base but are still in a parautochthonous position. The existence of some windows is evidenece that the frontal portions of the Krol Belt are allochthonous. But this does not imply that a "Krol Nappe" is derived somewhere from the far north. Contrary to many authors we repudiate the "Krol Nappe" hypothesis and FUCHS takes the Tejam—Deoban belts to be tectonically higher than the Krol Belt. This is consistent with the general observation that the grade of alteration increases from lower to higher units and the Deobans and associated formations do show the higher metamorphism. Furthermore there are no traces of a "Krol Nappe" over the Deobans, or roots of such a nappe north of the Deoban—Tejam belt. We regard this zone as part of the Chail Nappe system, whereas most authors suppose it to be autochthonous. Concerning the lowest unit we too consider a parautochthonous nature. The lowest unit is derived from immediately north of the Krol Belt and has marginally overridden the latter. The higher Chail units, however, are true nappes  $^{3}$ ). The repetition of clastic and carbonate formations is not stratigraphic but tectonic Particularly the phyllites or quartzite-metavolcanic complexes overlying the carbonates have gained their position by thrusting. Up to three subsidiary units are discerned, the upper two definitely being nappes. The uppermost, Chail Nappe 3, overlaps the lower units and several formations of the Parautochthonous Unit (Krol Belt), thus showing tectonic unconformity. The Chail Nappe system is succeeded by the Crystalline Nappes. Thus the thrust movements brought about the well-known phenomenon of the "reversed metamorphism".

After the main phase of thrusting (post Dagshai) the whole pile of parautochthonous units and nappes was compressed, leading to folding and local wedge structures. In that phase probably the Main Boundary Thrust came into being, when the Lesser Himalayan units moved "en bloc" over the north-eastern portions of the Tertiary belt (view of FUCHS). SINHA & JHINGRAN (1977) take the

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup>) Both authors take C 3 as a true nappe, whereas SINHA holds view that the Calc-Zone of Shali-Deoban-Tejam is older (Riphean) and Krol is Mesozoic.

M. B. T. as a very old deep seated lineament. The folding led to the formation of windows in anticlines and of outliers of higher nappes in the synclines. These anti- and synclines are crossed by zones of axial depression or culmination roughly in north-south direction. The Chor area is a typical zone of axial depression. To the east follows a culmination zone in the Tons region. Further SE there is a slight axial plunge towards SE, and therefore more and larger outliers of higher nappes occur in that direction. Hand in hand with that the lowest unit of the Lesser Himalaya — the Parautochthonous Unit — becomes more and more reduced and finally disappears ESE of Naini Tal.

Faults also influenced the structure of Garhwal—Kumaun, but to a minor degree. Faults probably traverse the fold structures in the sectors Bhowali— Dwarahat and Ladhiya Valley—Someshwar—Baijnath. In the south-western limb of the Lansdowne Syncline traverse faults seem to be effective (see fig. 1, SHANKER & GANESAN, 1973). The Aglar Fault in the northern limb of the Mussoorie Syncline is approximately parallel to the strike of the rocks.

In the foregoing we gave a picture of the Lesser Himalayan structure of Garhwal and Kumaun. Certainly this picture is tentative, a series of details are yet to be cleared and in several points the authors hold different views. Definitely there will be also much criticism, as it is felt as a sacrileg if the existence of the "Krol Nappe" or "Tons Thrust" are doubted. But we are convinced that the principal features of our thesis are consistent with nature. Anyhow, we hope that the ideas presented might be fruitful for further research in that part of Himalayas.

#### Acknowledgement

For FUCHS the travel expenses for the 1976 trip were covered partly by the "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich" the "Kulturamt der Stadt Wien" and by the Indian Government. The latter had invited FUCHS to participate at the Himalayan Geology Seminar held in New Delhi 1976. To all the named institutions we are highly indebted for their financial support. The "Ministerium für Wissenschaft und Forschung" has made possible our research by granting special leave to FUCHS. The named author is also very grateful to Hofrat Prof. Dr. F. RONNER, Director of the Geological Survey of Austria for his assistance. Dr. S. C. D. SAH, Director of Wadia Institute of Himalayan Geology, kindly has provided the facilities for the joint field trip of the authors in 1976, who are very grateful for this help. SINHA takes opportunity to extend his sincere gratitude to Shri S. P. NAUTIYAL, President of Wadia Institute of Himalayan Geology, for his encouragement to come out with researches mooted with new ideas and concepts.

#### References \*)

AGARWAL, N. C.: Discovery of Bryozoan Fossils in the Calcareous Horizon of Garhwal Group, Pauri-Garhwal District, U. P. — Himal. Geol., 4, p. 600—618, Delhi 1974.

AGARWAL, N. C., & KUMAR, G.: Geology of the Upper Bhagirathi and Yamuna Valleys, Uttarkashi District, Kumaon Himalaya. — Himal. Geol., 3, p. 1–23, Delhi 1973.

\*) G. S. I. = Geological Survey of India.

237

- AHMAD, A.: Geology and Structure of the Area North of Bageshwar, District Almora, Uttar Pradesh. — Himal. Geol. 4, p. 207—235, Delhi 1974.
- Ashgirei, G. D., Sinha, A. K., PANDE, I. C., & MALLIK, B. C.: A contribution to the Geology, Geochronology and History of Regional Metamorphism of Himachal Himalaya. — Himal. Geol., 7., p. 102-117, Delhi 1977.
- AUDEN, J. B.: The Geology of the Krol Belt. Rec. G. S. I. 67 (4), p. 357-454, Calcutta 1934.
- AUDEN, J. B.: The Structure of the Himalaya in Garhwal. Rec. G. S. I. 71 (4), p. 407—433, Calcutta 1937.
- AUDEN, J. B.: Tehri Garhwal and British Garhwal (in Gen. Rep. for 1939). Rec. G. S. I. 78 (1), p. 74-78, Calcutta 1949.
- BANERJEE, D. M., & BISARIA, P. C.: Stratigraphy of the Bageshwar Area A Reinterpretation. Himal. Geol. 5, p. 245—260, Delhi 1975.
- BERTHELSEN, A.: A Geological Section through the Himalayas. A Preliminary Report. Bull. Geol. Soc. of Denmark, 12 (1), p. 102—104, Copenhagen 1951.
- BERTHELSEN, A.: A discussion of the structures and the stratigraphy of the Lower and Higher Himalayas of the Simla—Sutlej section. — Paper read at People's Friendship University, Moscow, May 1967.
- BHANOT, V. B., KWATRA, S. K., KANSAL, A. K., & PANDEY, B. K.: Rb-Sr whole rock age for Chail series of northwestern Himalaya. — Jour. Geol. Soc. India, vol. 19, no. 5, p. 224—225, Bangalore 1978.
- BHARGAVA, O. N.: A Reinterpretation of the Krol Belt. Himal. Geol. 2, p. 47-81, Delhi 1972.
- BHATTACHARYA, A. R.: Petrographic Studies of the Carbonate Rocks of the Calc Zone of Tejam Around Kapkot, District Almora, U. P. — Himal. Geol. 1, p. 288—295, Delhi 1971.
- DUTTA, K. K., & KUMAR, G.: Geology of the Dehra Dun-Musoorie-Chakrata Area (Guide to Excursions). 22th Int. Geol. Congr., 17 pp., New Delhi 1964.
- FRANK, W., THÖNI, M., & PURTSCHELLER, F.: Geology and Petrography of Kulu- South-Lahul Area. — Colloqu. Intern. C. N. R. S. No 268, Écologie et Géologie de l'Himalaya, p. 147— 172, Paris 1976.
- FUCHs, G.: Zum Bau des Himalaya. Österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl., Denkschr. 113, p. 1-211, Wien 1967.
- FUCHS, G.: On the Geology of the Karnali and Dolpo Regions, West Nepal. Mitt. Geol. Ges. Wien, Vol. 66—67, p. 21—32, Wien 1974.
- FUCHS, G.: The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal. Jb. Geol. B.-A. 32, p. 1–59, Wien 1975.
- FUCHS, G.: The Geology of the Himalayas in Synoptic View. Colloqu. Intern. C. N. R. S. No 268, Écologie et Géologie de l'Himalaya, p. 173—180, Paris 1976.
- FUCHS, G.: The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal. Jb. Geol. B.-A. 120 (2), p. 165—217, Wien 1977.

FUCHS, G., & FRANK, W.: The Geology of West Nepal between the Rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 18, p. 1—103, Wien 1970.

- FUCHS, G., & SINHA, A. K.: On the Geology of Naini-Tal (Kumaun Himalaya). Himal. Geol. 4, p. 563—580, Delhi 1974.
- GANESAN, T. M.: Fenestellid bryozoa from the boulder slate sequence of Garhwal. Himal. Geol. 2, p. 431—451, Delhi 1972.
- GANSSER, A.: Geology of the Himalayas. Interscience Publishers John Wiley and Sons Ltd., p. 1–289, London, NewYork, Sydney 1964.

GUPTA, V. J.: A Note on the Stratigraphic Position of the Sirdang Quartzites of the Type Area, Kumaon Himalayas. — Verh. Geol. B.-A., p. 263—264, Wien 1972.

- HEIM, A., & GANSSER, A.: Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936. Mem. Soc. Helv. Sci. nat. 73 (1), p. 1—245, Zürich 1939.
- JAIN, A.K.: Stratigraphy and Tectonics of Lesser Himalayan Region of Uttarkashi, Garhwal Himalaya. Himal. Geol., 1, p. 25—58, Delhi 1971.
- JAIN, A. K.: Structure of Bidhalna-Pharat Windows and Garhwal Thrust Unit, Garhwal, U. P. -- Himal. Geol. 2, p. 188-205, Delhi 1972.

- KUMAR, G., & AGARWAL, N. C.: Geology of Srinagar—Nandprayag Area (Alaknanda Valley), Chamoli, Garhwal and Tehri Garhwal Districts, Kumaun Himalaya, Uttar Pradesh. — Himal. Geol. 5, p. 29—59, Delhi 1975.
- KUMAR, G., PRAKASH, G., & SINGH, K. N.: Geology of the Deoprayag Dwarahat Area, Garhwal, Chamoli and Almora Districts, Kumaun Himalaya, Uttar Pradesh. — Himal. Geol. 4, p. 323—347, Delhi 1974.
- MIDDLEMISS, C. S.: Physical Geology of West British Garhwal; with Notes on a Route Traverse through Jaunsar Bawar and Tiri-Garhwal. Rec. G. S. I. 20 (1), p. 26-40, Calcutta 1887 a.
- MIDDLEMISS, C. S.: Crystalline and Metamorphic Rocks of the Lower Himalaya, Garhwal, and Kumaon. Rec. G. S. I. 20, pt. 3., p. 134—143, pt. 4., p. 161—167, Calcutta 1887 b.
- MIDDLEMISS, C S.: Crystalline and Metamorphic Rocks of the Lower Himalaya, Garhwal, and Kumaon, Section III. Rec. G. S. I., 21 (1), p. 11–28, Calcutta 1888.
- MIDDLEMISS, C. S.: Physical Geology of the Sub-Himalaya of Garhwal and Kumaun. Mem. G. S. I. 24 (2), p. 81—142, Calcutta 1890.
- MISRA, R. C., & BANERJEE, D. M.: Stratigraphy, correlation and tectonics of Sarju-Pungar valley areas, Districts Almora-Pithoragarh, U. P. Publ. Centr. Adv. Stud. Geol. Panjab Univ. 5, p. 101—113, Chandigarh 1968.
- MISRA, R. C., & BHATTACHARYA, A. R.: Geology of the Area around Kapkot, District Almora, Uttar Pradesh. Himal. Geol. 2, p. 252—270, Delhi 1972.
- MISRA, R. C., & VALDIYA, K. S.: The Calc Zone of Pithoragarh, with Special Reference to the Occurrence of Stromatolites. J. Geol. Soc. Ind. 2, p. 78—90, Bangalore 1961.
- NAUTIYAL, S. P.: Almora District. Rec. G. S. I. 79 (1), p. 375, Calcutta 1953.
- OLDHAM, R. D.: Note on the Geology of Jaunsar and the Lower Himalayas. Rec. G. S. I. 16, p. 193—198, Calcutta 1883.
- PACHAURI, A. K.: Stratigraphy, correlation and tectonics of the area around Purola, Uttarkashi and Dehra Dun Districts (U. P.). Himal. Geol. 2, p. 371-387, Delhi 1972.
- PAL, D., & MERH, S. S.: Stratigraphy and Structure of the Naini Tal Area in Kumaun Himalaya. — Himal. Geol. 4, p. 547—562, Delhi 1974.
- PANDEY, A. R.: A Preliminary Geological Report of Baijnath Area, Almora, U. P. Himal. Geol. 1, p. 266—275, Delhi 1971.
- PASCOE, E. H.: A Manual of the Geology of India and Burma. Vol. 2, p. 1—1343, 3<sup>rd</sup> Edition Govt. Press, Calcutta 1959.
- PILGRIM, G. E., & WEST, W. D.: The Structure and Correlation of the Simla Rocks. Mem. G. S. I., 53, p. 1–140, Calcutta 1928.
- PRASHRA, K. C.: Recent Observations on Mandhali Formation and Simla Slate-Tertiary Sequence in the Tons Region of Garhwal. -- Intern. Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.
- PRASHRA, K. C., KHANNA, P. C., & SRIVASTAVA, R. N.: Note on the Lithostratigraphy of the Deoban Formation. — G. S. I. Misc. Publ. No 24, p. 56—58, Calcutta 1975.
- RAINA, B. N., & DUNGRAKOTI, B. D.: Geology of the Area between Naini Tal and Champawat, Kumaun Himalaya, Uttar Pradesh. — Himal. Geol. 5, p. 1–27, Delhi 1975.
- RAMJI: Stratigraphy and Structure of the Garhwal Group in Parts of Almora and Pithoragarh District, Uttar Pradesh. Intern. Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.
- RAO, A. R.: On the Krol Nappe Hypothesis. J. Geol. Soc. India 9 (2), p. 153—158, Bangalore 1968.
- RUPKE, J.: Stratigraphic and Structural Evolution of the Kumaon Lesser Himalaya. Sedimentary Geology 11, No 2-4, p. 81-265, Elsevier. Scient. Publ. Co., Amsterdam 1974.
- SAKLANI, P. S.: Fold patterns in the Krol Nappe formations of the Pratapnagar area, Garhwal Himalaya. 57<sup>th</sup> Ind. Sci. Cong. (Abst.), p. 208, 1970.
- SAKLANI, P. S.: Structure and Tectonics of the Pratapnagar Area, Garhwal. Himal. Geol. 1, p. 75—91, Delhi 1971.
- SAKLANI, P. S.: Lithostratigraphy and Structure of the Area between the Bhagirathi and the Bhilangna Rivers, Garhwal Himalaya. Himal. Geol. 2, p. 342--355, Delhi 1972.
- SAXENA, S. P.: Geology of the Marchula-Bhikiasen Area, District Almora, Uttar Pradesh, with Special Reference to the South Almora Thrust. — Himal. Geol. 4, p. 630—647, Delhi 1974.
- SAXENA, S. P.: Geology, Structure and Tectonics in Part of Kumaun and Garhwal Himalaya, U. P.: A Review. — Intern. Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.

- SAXENA, S. P., & RAO, P. N.: Does Almora Nappe exist? Himal. Geol. 5, p. 169—184, Delhi 1975.
- SHAH, O. K., & MERH, S. S.: Structural Geology and Stratigraphy of Bhimtal-Bhowali area in Kumaun Himalaya — A Reinterpretation. — J. Geol. Soc. India, vol. 19, no. 3, p. 91— 105, Bangalore 1978.
- SHANKER, R., & GANESAN, T. M.: A Note on the Garhwal Nappe. Himal. Geol. 3, p. 72—82, Delhi 1973.
- SHARMA, R. P.: Elucidation of Structure and Stratigraphy of Deoban Belt, North of the Tons River in H. P., Himalaya. — Proceedings of Appreciation Seminar on use of Air Photo-Interpretation in Survey and Mapping of Natural Resouces, Indian Photo-Interpretation Institute, Dehra Dun (a collection of cyclostyled papers). — 9 p., 1972.
- SHARMA, R. P., & VIRDI, N. S.: Tectonic Evolution of Simla and Kumaon Himalaya, based on Landsat-I Multispectral Imagery and Aerial Photo Interpretation. — Intern. Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.
- SINGH, K. N.: The Relation of Gneissic Complex to Regional Metamorphism in Parts of Dudhatoli Area, Districts Pauri and Chamoli, Uttar Pradesh. — Intern. Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.
- SINGH, M. P.: A Reappraisal of the Geology of the Kalsi—Chakrata Area, Uttar Pradesh and the Problem of Blaini Mandhali Correlation. — Bull. Ind. Geol. Assoc. 8 (2), p. 118—142, Chandigarh 1975.
- SINHA, A. K.: Tectonic position, lithology and age of Autochthonous Simla and Shali Series and the problem of Jaunsar, Blaini, Infra Krol, Krol and Tal Tectonic Unit in the Himalaya (India). — Unpublished Ph. D. Thesis Peoples' Friendship University, Moscow 1972 (In Russian).
- SINHA, A. K.: Clay Mineralogy of Green Shale from Krol B Horizon of Solan Area in the Himalaya. — Recent Researches in Geology, vol. 2, p. 64—75, Hindustan Publ. Corp., Delhi 1974.
- SINHA, A. K.: The Tectono-Stratigraphic Significance of the Blaini formation of the Simla Hills. Bull. Ind. Geol. Assoc., Special Blaini volume 8 (2), p. 151—161, Chandigarh 1975 a.
- SINHA, A.K.: Calcareous Nannofossils from Simla Hills (Himalaya, India) with a Discussion on their Age in the Tectono-stratigraphic column. — J. Geol. Soc. India, vol. 16, No 1, p. 69—77, Bangalore 1975 b.
- SINHA, A. K.: Riphean Stromatolites from Western Lower Himalaya, Himachal Pradesh, India, Fossil Algae. — Editor E. Flügel, p. 86—100, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 1977 a.
- SINHA, A. K.: Geochronology, petrography-petrochemistry and tectonic significance of basic rock suites of North-Western Himalaya — with special reference to Himachal Himalaya, India. — Recent Researches in Geology 3, p. 478—494, Hindustan Publ. Corp. Delhi 1977 b.
- SINHA, A. K., & BAGDASARIAN, G. P.: Potassium-Argon dating of some magmatic and metamorphic rocks from Tethyan and Lesser Zones of Kumaun and Garhwal Indian Himalaya: And its implication in the Himalayan Tectogenesis. — Colloqu. Intern. C. N. R. S. No 268, Géologie et Écologie de l'Himalaya, p. 387—394, Paris 1976.
- SINHA, A. K., & JHINGRAN, A. G.: Deep Seated Lineament Structures in Himalaya and Caucasus: Their Role in the History of Geological Development and Metallogeny. — Himal. Geol. 7, p. 46—64, Delhi 1977.
- SRIKANTIA, S. V., & BHARGAVA, O. N.: The "Jaunsar" Problem in the Himalaya a Critical Analysis and Elucidation. J. Ind. Geol. Soc. 15 (2), p. 115—136, Bangalore 1974.
- TEWARI, A. P., & MEHDI, S. H.: Geology of Nainital-Almora Himalaya, U. P. (Guide to Excursion).—22th Int. Geol. Congr., 19 pp., New Delhi 1964.
- VALDIYA, K. S.: An Outline of the Stratigraphy and Structure of the Southern Part of Pithoragarh District, Uttar Pradesh. — J. Geol. Soc. Ind. 3, p. 27—48, Bangalore 1962.
- VALDIYA, K. S.: The Stratigraphy and Structure of the Lohaghat Subdivision, District Almora, U. P. — Quart. J. Geol., Min. and Metallurg. Soc. Ind. 35 (3), p. 167–180, 1963.
- VALDIYA, K. S.: Petrography and Sedimentation of the Sedimentary Zone of Southern Pithoragarh, U. P. Himalaya. — Wadia Comm. Vol. Min. and Metallurgical Inst. of India, p. 521-544, 1965.

VALDIYA, K. S.: Origin of the magnesite deposits of southern Pithoragarh, Kumaun Himalaya, India. — Econom. Geol. 63, p. 924—934, 1968.

VALDIYA, K. S.: Structural Set-Up of the Kumaun Lesser Himalaya. — Colloqu. Intern. C. N. R. S., No 268, Écologie et Géologie de l'Himalaya, p. 449—462, Paris 1976.

VARADARAJAN, S., & RAWAT, R. S.: Some Aspects of the Amritpur Granite, Nainital District, Kumaon Himalaya. — Himal. Geol. 6, p. 467—484, Delhi 1976.

WADIA, D. N.: The Syntaxis of the North-West Himalaya: Its Rocks, Tectonics and Orogeny. — Rec. G. S. I. 65 (2), p. 189—220, Calcutta 1931.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt im Juni 1978.

5







Graphische Gestaltung und Reprotechnik: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT. WIEN



Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 121. Band, 1978 Beilage 7b

ана стана стан

5\*

# Ergebnisse geologischer und tektonischer Untersuchungen in NW-Rwanda/Afrika

Von Hans KLOB\*)

Mit 5 Abbildungen und 2 Tafeln (= Beilagen 8, 9)

		Alkali-Syenit
		Aufwölbung
		Burundisches Orogen
		Einebnungsflächen
	Crête Zaire-Nil	Grabenbildung
	Gatumba	Granitintrusionen
1	Giseny <b>i</b>	Pegmatitische Lagerstätten
irte	Kivu-See	Polyfacielle Metamorphose
ë.	Nyabarongo	Präkambrischer Sockel
sel	Ruhengeri	Protorift
lüs	Rwanda	Tholeiit-Basalt
Sol	Virunga	Vulkanismus

#### INHALT

Vorwort	
Einleitung	
Überblick über die Geologie Rwandas	
Teil A: Geologie, Tektonik und Petrographie der Region Gisenyi (NW-	
Rwanda) — Erläuterungen zur geologischen Karte von Gisenvi	
1:50.000 (Beilage 8, Tafel I)	
Zusammenfassung	
Abstract	
Résumé	
1. Einleitung	
2. Geographie	
3. Morphologie, Geologie und Tektonik (Ergebnisse von geologi-	
scher Geländearbeit und Luftbildanalyse)	
3.1. Das präkambrische Grundgebirge	
3.2. Die Zone der Vulkanite des "Western Rift"	
4. Mineralogie und Petrographie	
4.1. Die Burundischen Metasedimente	
4.1.1. Stratigraphie	
4.1.2. Petrographie und Metamorphose	
4.2. Magmatische Gesteine	
4.2.1. Basische Orthogesteine	
4.2.2. Granitische Intrusionen	
4.2.3. Magmatische Ganggesteine	
4.3. Mineralisationen und Lagerstätten	
4.3.1. Metallische Rohstoffe	
4.3.2. Nichtmetallische Rohstoffe	
5. Ergebnisse	

\*) Anschrift des Autors: Dr. H. KLOB, OMV-AG, Generaldirektion, Ressort Geologie, Otto-Wagner-Platz, 1090 Wien.

Teil B: Geologie und Tektonik der Nyabarongo-Mukungwa-Talsenke zwi-
schen Gatumba und Ruhengeri, N-Rwanda — Ergebnisse einer
photogeologisch-tektonischen Untersuchung mit Karte 1:50.000
(Beilage 9, Tafel II)
Zusammenfassung
Abstract
Résumé
1. Einleitung
2. Geographie und Morphologie
3. Geologischer Aufbau
4. Photogeologie und Tektonik
5. Ergebnisse
Literatur
Anhang: Liste der im Raum des Kartenblattes von Gisenyi (Tafel I) petro-
graphisch untersuchten Gesteinsproben und deren mineralogische
Zusammensetzung

## Vorwort

Die Untersuchungen, wie geologische Geländearbeit, Probenahme, geologische Luftbildanalyse, petrographische Gesteinsbestimmungen und die Auswertung der einzelnen Ergebnisse für die im folgenden Artikel zusammengefaßten Arbeiten wurden vom Verfasser im Rahmen des Projektes EH 458 der Österreichischen Technischen Hilfe ("Aufbau des Geologischen Dienstes von Rwanda") in den Jahren 1973—1977 am Geologischen Dienst von Rwanda durchgeführt.

Mein Dank ganz besonderer Art gilt dem Betreuer des OTH-Projektes in Wien, dem Herrn Vizedirektor der Geologischen Bundesanstalt, Dr. T. E. Gattinger, der die Veröffentlichung der Arbeit ermöglichte, sowie den Herren V. Petricec (Rwanda), Doz. Dr. W. Frisch und Prof. Dr. H. G. Scharbert (beide Wien) für wertvolle Anregungen und Diskussion. Bedanken möchte ich mich aber auch beim Minister für Rohstoffe und Bergbau in Rwanda, M. Kanyarwanda Cl., bei meinen Mitarbeitern am Service Géologique in Kigali, Nyalihama J. M. V., Balinda J. B., Zigirababili J. und Buyagu S., bei der rwandischen Bergbaugesellschaft SOMIRWA und bei den Angehörigen der Zeichenabteilung der Geologischen Bundesanstalt in Wien für ihre freundliche Unterstützung und Hilfeleistung.

## Einleitung

### Überblick über die Geologie Rwandas

Die Republik Rwanda liegt im Zentralen Hochland Afrikas, 2° südlich des Äquators. Sie grenzt im N an Uganda, im W an Zaire, im S an Burundi und im E an Tanzania. Mit einer Fläche von nur 26.388 km<sup>2</sup> zählt Rwanda zu den kleinsten Ländern Afrikas. Neben Kaffee und Tee werden Rohstoffe (ca. ein Drittel des Gesamtexportes) — Wolframit und Cassiterit — exportiert.

Eine der wichtigsten geologischen Einheiten Rwandas stellt das burundische Teilstück des präkambrischen Kibara-Burundi-Karagwe-Ankole-Orogens dar, welches sich vom nördlichen Zambia über Zaire, Burundi, NW-Tanzania über Rwanda bis SW-Uganda erstreckt. Die Lithologie des Burundien ist im wesent-
lichen von einer mehr oder weniger monotonen Abfolge von pelitischen und psamitischen, meist epimetamorphen Sedimentgesteinen gekennzeichnet.

Nach L. CAHEN & J. LEPERSONNE (1967) und J. GERARDS & J. LEPERSONNE (1964) wird das Burundien in drei Serien aufgegliedert: die "Serie von Miyove" als jüngste, die mittlere "Serie von Byumba" und die "Untere Serie (Série Inférieure)".

Das Alter der Orogenese des Burundien wird mit 1250 bis 900 m. J. angegeben (V. PETRICEC 1967, p. 101). Intrusionen, vor allem postorogener Granite, speziell in der "Unteren Serie" des Burundien, haben zu einer Reihe von pegmatitischen bis hydrothermalen Sn-, Nb/Ta-, W- und Au-Lagerstätten geführt. Die bedeutendsten erzführenden Pegmatite findet man im Westen Rwandas, in der Region zwischen Ndiza-Gatumba und dem Kivusee. Sie werden vor allem auf Cassiterit, Columbit und selten Beryll abgebaut. Akzessorisch enthalten sie z. T. verschiedene Li-Silikate, gediegen Wismuth, Zirkon, Topas, verschiedene Fe-Mn-Mg-Al-Li-Phosphate (z. B. Buranga bei Gatumba) und Uranminerale.

Datierungen pegmatistischer Minerale (z. B. Muscovit) von G. MONTEYNE-POULAERT, R. DELWICHE & L. CAHEN (1962) und L. CAHEN (1964) mit Altern zwischen 700 und 1000 m. J. erhärten die Zugehörigkeit der meisten Pegmatite zum Zyklus des Burundien. Postburundische Erznachschübe in die burundischen Pegmatite vom Proterozoikum bis in die Kreide konnten durch Altersbestimmungen derselben Autoren (s. o.) — Bleiglanz von Kabara/Nyabarongo (621  $\pm$  $\pm$  50 m. J.), Mikrolith von Buranga/Gatumba (550 m. J.) und Pechblende von Karago/Ruhengeri (90 m. J.) — nachgewiesen werden.

Eine Klassifizierung der Pegmatite von E-Zaire, Rwanda und Burundi in sieben Gruppen wurde von N. VARLAMOFF (1955, 1961 und 1961) durchgeführt. Die Pegmatite Rwandas entsprechen im speziellen der Gruppe 6 und 7 (N. VARLAMOFF, 1975). Übergänge vom pegmatitischen zum hydrothermalen Ganglagerstättentyp werden von N. VARLAMOFF (1969) in der Region Musha-Ntunga, östlich von Kigali, beschrieben.

Die Ganglagerstätten treten meistens — obwohl genetisch eng mit den Pegmatiten verbunden — räumlich getrennt und selbständig auf. Nach W. FRISCH (1971), W. POHL (1975) und eigenen Beobachtungen können folgende Mineralparagenesen, welche durch fallende Temperaturbedingungen — gegeben durch größere Entfernung der Ganginjektionen vom Granitkontakt — gekennzeichnet sind, unterschieden werden:

Quarz + Cassiterit ( $\pm$  Gold  $\pm$  Arsenkies  $\pm$  Pyrit), z. B. Rutongo

- Quarz + Cassiterit + Wolframit oder
  - + Wolframit + Cassiterit, z. B. Lutsiro
- Quarz + Wolframit + Reinit (Wolframit pseudomorph nach Scheelit), z. B. Bugarama
- Quarz + Reinit  $\pm$  Gold ( $\pm$  Scheelit), z. B. Gifurwe
- Quarz + Wolframit, z. B. Shyorongi

Quarz + Gold  $\pm$  Pyrit  $\pm$  Hämatit

(z. T. pseudomorph nach Pyrit), z. B. Miyove-Karenda

Die Gewinnung aus hydrothermalen Erzgängen trägt etwa zu zwei Dritteln der jährlichen Sn- und fast vollständig zur jährlichen W-Produktion Rwandas bei. Ergebnisse geologischer und lagerstättenkundlicher Untersuchungen in wichtigen Sn-Distrikten, wie Lutsiro oder Rutongo, findet man bei A. SLATKINE (1966) und (1967/68), A. LHOEST (1957) und (1958), A. ADERCA (1957) und W. POHL (1975). Bedeutende hydrothermale Wolframitlagerstätten im Bereich der Graphitschiefer der "Unteren Serie" ("tungsten belt") wurden in ausführlicher Weise von N. VARLAMOFF (1958), I. DEMAGNEE & A. ADERCA (1960), W. FRISCH (1970) und (1975), M. DE TREY (1957) und (1970) und W. POHL (1975) beschrieben.

Wirtschaftlich unbedeutend beim momentanen Stand der Prospektionsarbeiten, aber der Vollständigkeit halber erwähnenswert erscheinen noch Pb-Zn-Cu-Fe-Sulfidvererzungen meist hydrothermaler Natur (z. B. Rangiro-Nyungwe/ SW-Rwanda); ebenso Bleiglanzgänge in Pegmatiten (z. B. Rwansibo und Kababara — Nyabarongo) und eine "stockwerk"-artige Abfolge von Quarz-Markasit-Chalcopyrit-, Quarz-Pyrit-Chalcopyrit- und Quarz-Magnetkies-Chalcopyrit-Gängchen mit Spuren von Zinkblende und Bleiglanz und sekundär gebildetem Vivianit und Hemimorphit in Klüften einer epimetamorphen Graphitschiefer-Serie westlich von Kibungo.

In der Vererzungszone Rangiro-Nyungwe treten neben den wenig mächtigen hydrothermalen Pb-Zn-Cu-Gängchen Sulfide von Pb, Zn, Cu und Fe auch in fein-disperser Verteilung in epimetamorphen quarzitischen Schiefern auf; diese Vererzung ist aber auf Grund von Struktur und schichtgebundenem Auftreten nicht einer hydrothermalen Imprägnation, sondern dem synsedimentär-submarin-exhalativen Lagerstättentyp zuzuordnen (H. KLOB 1977). Einer metamorphen Überprägungsphase mit einer teilweisen Erzmobilisation dürften quer zur Schichtung verlaufende Erzäderchen zuzuschreiben sein.

Die Lithologie der mächtigen burundischen Sedimentabfolge mit ihrer Wechsellagerung pelitischer und arenitischer Gesteine ist wenig abwechslungsreich. Vereinzelt treten gröbere Konglomerate (z. B. in der "Serie von Miyove") oder mächtige Graphitschiefer ("Untere Serie") auf.

Der Grad der Metamorphose der burundischen Gesteine ist im allgemeinen schwach (epizonal), außer im Westen Rwandas (J. GERARDS, 1965, L. PEETERS, 1956, J. GERARDS & D. LEDENT, 1970, und H. KLOB, 1977). Die häufigsten Gesteine sind Sericitschiefer, Phyllite, Quarzphyllite und Quarzite. Von Mittelrwanda gegen Westen ist ein gradueller Anstieg der Metamorphose zu verzeichnen, vor allem im stratigraphischen Bereich der "Unteren Serie". J. GERARDS & D. LEDENT (1970) beschreiben im Abschnitt der Synklinale von Ndiza, östlich von Gatumba, Schiefer mit Biotit. Weiter im Westen in der Gegend von Gatumba und der Crête Zaire-Nil findet man Übergänge von den schon erwähnten Sericitschiefern und Phylliten zu Muscovit- und Biotit-Glimmerschiefern, z. T. retrograde Glimmerschiefer mit Chloritoid und Andalusit, mit Granat, Staurolith und mit makroskopisch selten sichtbarem Sillimanit (J. GERARDS, 1965).

Basische Intrusionen im Bereich der "Unteren Serie" des Burundien wurden wie die umgebenden Sedimente einer polyfaziellen Metamorphose, speziell in Kontaktzonen größerer Granitintrusionen, unterworfen. Sie treten gehäuft auf in SE-Rwanda bei Ruzumo, im Bereich der Granitintrusionen der Mutara (NE-Rwanda) (H. KLOB, 1976), im Raum Gatumba-Ruhengeri (vgl. auch Teil B), im gesamten Raum der Crête Zaire-Nil von Gisenyi über Kibuye bis in den Südwesten Rwandas und in einer Zone zwischen Gitarama und der burundischen Grenze im Süden, dem Akanyaru. Diese Gesteine, meistens Amphibolite, wurden vom Autor im Zuge des EH-Projektes ebenfalls untersucht (H. KLOB, 1979).

Die untere Grenze des Burundien zum älteren Ruzizien (mittleres Präkambrium) ist in Rwanda bisher noch nicht sicher beobachtet worden. Die tiefsten stratigraphischen Horizonte des Burundien werden von J. GERARDS (1966) in Rwanda im Bereich des westlichen Synklinalschenkels des Ndizamassivs vermutet. Nach J. GERARDS & A. WALEFFE (1966) wird die Basis von mächtigen Konglomeraten gebildet, welche in Burundi bei Bilime/Murore aufgeschlossen sind. In Rwanda wurden bisher an zwei Stellen ruzizische Gesteine sicher festgestellt, und zwar bei Nyamirama und Rutare Rwa Munanira (J. GERARDS, 1969). Es handelt sich dabei ausschließlich um z. T. migmatische Gneise. Die Altersbestimmung an einem alluvionären Monazit aus der Umgebung von Rutare Rwa Munanira hat ein Alter von  $2100 \pm 250$  m. J. ergeben (J. GERARDS, 1969). Nach J. GERARDS & D. LEDENT (1970, p. 485) liegen die Gesamtgesteinsalter bei 1841  $\pm$  210 m. J. (Rb/Sr), Zirkonalter (Pb/U) um 1940  $\pm$  30 m. J. Diese Daten entsprechen dem Alter der ubendisch-ruzizischen Gebirgskette.

Die dritte und zugleich jüngste lithologische Einheit bilden die Vulkanitserien im Raum südlich (Cyangugu — Bukavu) und nördlich bis nordöstlich des Kivu-Sees. Während die vulkanischen Aktivitäten im Süd-Kivu in vorrezenter Zeit erloschen sind, ist die Zone der Vulkankette der Virunga (Nord-Kivu) bis heute noch aktiv. Das Auftreten der hauptsächlich extrem K-betonten, basischen bis ultrabasischen Vulkanite ist an die junge bruchtektonische Zone des "Western Rift", dem westlichen Zweig des Ostafrikanischen Grabenbruchsystems, gebunden (Abb. 1). Die jungen vulkanotektonischen Vorgänge um die Bildung des "Western Rift", die unter anderem auch zu einer Hebung und Domung der Kivu-See-Zone (B. C. KING 1970) führten, haben die geologischen, tektonischen und morphologischen Verhältnisse, speziell in den W-rwandischen Randzonen, z. B. Crête Zaire-Nil, Nyabarongo-Mukungwa-Talsenke etc., sehr stark beeinflußt. Aber auch weiter im Osten kann man noch deutliche Beispiele der Zerstörung alter Einebnungsflächen, Verkippung einzelner tektonischer Blöcke und die Inversion vieler Flußläufe beobachten (A. LHOEST, 1959).

# Teil A: Geologie, Tektonik und Petrographie der Region Gisenyi (NW-Rwanda)

(Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 50.000)

#### Zusammenfassung

Das geologisch, photogeologisch-tektonisch und mineralogisch-petrographisch bearbeitete Gebiet von Gisenyi umfaßt die Kartenblätter S2/29 SW2 und SW4 (1:50.000). Zwei geologischtektonische Einheiten kennzeichnen die kartierte Region: Der westliche Abschnitt des Ost-



Abb. 1. Übersicht über das Ostafrikanische Grabenbruchsystem (nach B. C. KING, 1970).

afrikanischen Grabenbruchsystems, das junge "Western Rift" mit den mächtigen Laven der Virunga-Vulkane im Norden und dem von den Vulkaniten aufgestauten Kivu-See im Westen und das präkambrische Grundgebirge im Bereich der Crête Zaire-Nil.

Von der äußerst mächtigen Abfolge pelitischer und arenitischer Metasedimente des Burundien sind im kartierten Raum nur die Schichten der "Unteren Burundischen Serie" mit den synsedimentär gebildeten Lagen von Orthoamphiboliten (submarine Tholeiitbasalte) und der Gefolgschaft von früh- bis syn-, spät- und postorogenen Graniten enthalten. Ein großes Antiklinorium im Raum der Crête mit Teil-Anti- und Synklinalen mit Hauptachsenrichtung N-S ist durch ein dichtes Netz junger bis jüngster, z. T. im Präkambrium vorgezeichneter, z. T. mit der Grabenbildung entstandener Bruchsysteme tektonisch zerhackt. Von großer tektonischer Bedeutung ist dabei die Aufwölbung der Grabenzone im Raum Kivu infolge des Aufdringens von vulkanischem Magma. Ein kleines Vorkommen von Alkali-Syenit im NW der Crête wird den jungen magmatischen Aktivitäten im Bereich der Grabenzone zugeordnet.

#### Abstract

This study comprises detailed geological, photogeological-tectonical and mineralogical-petrographical investigations of the 1:50.000 map sheets S2/29 SW2 and SW4 of the region of Gisenyi/NW-Rwanda.

Two geologic-tectonic features characterize the mapped area: The western branch of the East African Rift System, the western rift, with the volcano range of Virunga and its important lava flows in the North and the Lake Kivu in the West and the precambrian basement in the region of the mountain range of the Crête Zaire-Nil. The only remaining stratigraphic unity of the very important sequence of pelitic and arenitic metasediments of the Burundian are the schists of the "Lower Series" including the syngenetically formed orthoamphibolites (submarine flows of tholeiite basalts) and the succession of early to syn-, late and post-orogenic granitic intrusions. A large anticlinorial structure composed of smaller syn- and anticlines with N-S directed main fold axis has strongly been deformed by a network of different fault systems partly predesigned in the precambrian, partly formed and induced by the formation of the uplift of the rift zone in the Kivu area by volcanic activity. A small occurrence of alcali synite in the NW of the Crête is genetically connected to the magmatic activities within the rift area.

#### Résumé

L'étude géologique, photogéologique-tectonique et minéralogique-pétrographique détaillée de la région de Gisenvi, NW-Rwanda, comprend les feuilles 1:50.000 S2/29 SW2 et SW4. On peut subdiviser la région cartographiée en deux unités géologiques et tectoniques. L'une est la branche occidentale du fossé tectonique de l'Afrique Orientale, le »western rift«, qui comprend la chaine de volcans de Virunga au Nord et le Lac Kivu à l'Ouest, l'autre, la zone de la Crête Zaire-Nil est constituée par le socle précambrien. On peut observer la Série Inférieure du Bas-Burundien d'une alternance de métasédiments pélitiques et arénitiques, d'une intercalation des orthoamphibolites syngénétiques avec les sédiments (coulées soumarines de basalt tholeiitique) et d'une succession des intrusions granitiques syn-, tardi- et post-orogeniques. La Crête Zaire-Nil est formée par une large structure anticlinoriale qui comprend plusieurs anticlinaux et synclinaux avec la direction des axes principals de plis N-S. Cette structure est fortement déformée par un cadre de différents systèmes de failles créé par les événements tectoniques de la formation du fossé tectonique occidental. Le dernier soulèvement de la zone de graben du Lac Kivu par l'activité volcanique est très important pour le développement tectonique de la région. Une petite occurrence de syénite alcalin au NW de la Crête semble d'être en connexion génétique avec les activités magmatiques de la fossé du western rift.

#### 1. Einleitung

Dieser Arbeit liegt ein nicht veröffentlichter Bericht des Autors am Service Géologique du Rwanda zugrunde (H. KLOB, 1977). Die Geländearbeiten für die Karte 1:50.000 wurden im Maßstab 1:25.000 unter Verwendung und anschließender Synthese sämtlicher bisheriger Arbeiten, im speziellen von P. CORMINBOEUF, in den Jahren 1975 bis 1977 durchgeführt. Zur photogeologischtektonischen Analyse diente die neue Luftbildserie (1974) RWA 71/517 con/4-37. Zur petrographischen Untersuchung wurden ca. 560 Proben eigener Probenahme und aus der Sammlung P. Corminboeufs herangezogen; davon wurden 330 mikroskopisch untersucht. Einige Proben magmatischer Herkunft wurden am Min.-Petr. Institut der Universität Wien chemisch analysiert. Für den Druck wurde die Originalkarte 1 : 25.000 bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien auf den Maßstab 1 : 50.000 reduziert.

#### 2. Geographie

Die untersuchte und kartierte Region befindet sich im NW Rwandas im Bereich der Kartenblätter S 2/29 SW2 und SW4 (1 : 50.000). Die Westgrenze bildet der Kivu-See, die Südgrenze der zweite südliche Breitegrad und die Ostgrenze der Meridian 29° 30' östlich von Greenwich. Im Norden schließt das Kartenblatt mit der Staatsgrenze Rwandas zum Zaire bzw. zu Uganda ab, welche parallel zur Vulkankette der Virunga verläuft.

Der geologische Kontakt des präkambrischen kristallinen Grundgebirges im Süden mit den Virunga-Laven im Norden verläuft von der Stadt Gisenyi am Kivu-See in nordöstlicher Richtung, mehr oder weniger parallel der Straße Gisenyi—Ruhengeri. Nördlich dieser Linie ragen noch einzelne Kuppen mit präkambrischem Kristallin inselförmig aus den Lavaströmen heraus, sind aber meistens von einer dünnen Schicht vulkanischer Gesteine bedeckt.

Südlich des Kontakts der jungen Vulkanite zum Präkambrium erhebt sich das Gebirge der Crête Zaire-Nil, der Wasserscheide zwischen dem Einzugsbereich des Zaire (Congo) und des Nil. Es erreicht Höhen bis zu 3000 m. Ein recht großer Teil dieser Berglandschaft ist vor allem im Osten noch von Regenurwald bedeckt, welcher nur von einzelnen Zufahrten zu den lokalen Bergbauzentren (z. B. Lutsiro — Sebeya) erschlossen ist. Diese kleinen Ansammlungen von z. T. im Besitz der SOMIRWA, z. T. im Besitz von einheimischen Bergbaugenossenschaften ("Artisanat Minier") befindlichen Abbaue gewannen in den lezten Jahren in zunehmendem Maß an wirtschaftlicher Bedeutung. Es wird vor allem Wolframit und Cassiterit, in geringen Mengen auch Columbit, gewonnen.

## 3. Morphologie, Geologie und Tektonik — Ergebnisse von Geländearbeit und Luftbildanalyse

Als Unterlagen für die Erstellung der beiliegenden geologisch-tektonischen Karte von Gisenyi (Tafel I.) im Maßstab 1:50.000 dienten die oben angeführten topographischen Kartenblätter. Sie wurden an Hand der Luftbilder 1:50.000 korrigiert.

Die Grundlage für die Geologie bildeten die Geländebeobachtungen und Messungen von P. CORMINBOEUF aus den Jahren 1967—1975, welche durch eigene Begehungen ergänzt und ausgeweitet werden konnten. Weiters wurden auch unveröffentlichte Kartenunterlagen aus dem Besitz des Service Géologique du Rwanda und der rwandischen Bergbaufirma SOMIRWA herangezogen (J. F. Agassiz, 1959, R. Decrolier, 1954, C. Fontaine, 1948, 1949 a, 1949 b, 1949 c, L. Rolland, 1954, 1956, 1967).

Eine äußerst detaillierte Luftbildanalyse lieferte wertvolle zusätzliche Informationen vor allem auf tektonischem Gebiet und in wenig zugänglichen Regionen des Regenurwalds der Crête Zaire-Nil. Ein dichtes Netz äußerst geradliniger Photolineationen wurde auf Grund des Geländebefundes als System von Brüchen und Verwerfungen gedeutet.

Die Morphologie und Geologie Rwandas, im speziellen West-Rwandas, ist das Ergebnis von im wesentlichen drei in der Zeit vom Präkambrium bis heute aufeinander folgenden geologischen Abläufen:

1. Der mächtigen burundischen Sedimentation und dem burundischen Orogenzyklus,

2. den Phasen postorogener Einebnung, und

3. den verschiedenen Phasen junger Bruchtektonik und des Vulkanismus im Zusammenhang mit der Bildung des "Western Rift" (Ostafrikanisches Grabenbruchsystem).

Dieser Erkenntnis entsprechend läßt sich die kartierte Region von Gisenyi morphologisch wie auch lithologisch in zwei große Bereiche aufteilen, und zwar in die Zone des präkambrischen Grundgebirges (im wesentlichen der Bereich der Crête Zaire-Nil) und in den geologisch jungen Grabenbereich des "Western Rift" mit der Vulkankette der Virunga und ihrer mächtigen Lavadecke im N und NW und dem Kivu-See im Westen des Kartenblattes.

#### 3.1. Das präkambrische Grundgebirge

steigt sehr steil und speziell in grabennahen Abschnitten oft stufenförmig aus den Lavafeldern der Virunga im N und NW bzw. aus dem Kivu-See im W auf und formt einen sich N-S erstreckenden mächtigen Gebirgskamm, die Crête Zaire-Nil, die sich über Kibuye bis nach Burundi erstreckt. Die Ausläufer der Crête reichen im Osten bis nach Ruhengeri — Gatumba (siehe Teil B).

Die Täler, meist extrem tief eingeschnitten, mit steilen, oft instabilen Talflanken, kann man nach der Art des Talverlaufs in extrem geradlinige und in gewundene einteilen. In ihrer morphologischen Anlage ist die gewundene Talform die ältere. Der Flußverlauf liegt meistens parallel oder quer zum Streichen, die Täler sind oft breiter, die Talflanken meist weniger steil als bei Tälern mit geradlinigem Verlauf. Völlig flache Talmulden sind fallweise dort zu beobachten, wo die alte Einebnungsfläche noch andeutungsweise erhalten ist. Undeutliche Relikte einer solchen postorogenen Peneplain sind in der Granitzone SE der Stadt Gisenyi, im Bereich des Oberlaufs des Flusses Brove und in der Zone Lutsiro-Sebeya zu beobachten. Auch vereinzelt erhaltene Lateritdecken im Kammbereich der Gebirgszüge der Crête sind der Phase der postorogenen Einebnung zuzuschreiben. Eine Auffüllung des Talbodens mit mehr oder weniger mächtigen Alluvionen — oft reich an alluvionärem Cassiterit — ist bei der gewundenen Talform häufiger zu finden als bei der geradlinigen. Eine Verkippung der Bruchschollen, welche diese Flüsse meist durchkreuzen, und damit verbunden eine Inversion des ursprünglichen Talverlaufs schufen die Bedingungen für eine bedeutendere alluvionäre Ablagerung.

Vor allem das Hauptentwässerungsnetz, wie z. B. die Flüsse Pfunda, Sebeya, Koko etc., und deren Zubringer, ist vom Talverlauf her der Gruppe der tiefeingeschnittenen, geradlinigen Täler zuzuordnen. Diese sind morphologisch jünger, d. h. an junge Schwächezonen, an die jungen tektonischen Bruchlinien gebunden, die im Verlauf der Bildung des "Western Rift" entstanden oder schon aus älterer geologischer Zeit stammend (z. B. späte Einengungsphase mit bruchhafter Deformation des burundischen orogenen Zyklus) — erneut aktiviert worden sind.



Abb. 2a, b. Auswertung der verschiedenen Streichrichtungen der Bruchsysteme im Raum Gisenyi. Abb. 2a: 1. Gisenyi N, l. o., 2. Gisenyi S, r. o., 3. Gisenyi W, l. u., 4. Gisenyi E, r. u.

Eine sicherlich in mehreren Reprisen erfolgte Hebung der Crête und randliche Absenkungen zum Grabenbereich führten in relativ junger (Oberkreide-Tertiär) bis jüngster Zeit zu einer raschen Zerstörung der alten postburundischen Einebnungsfläche und zu einer tiefgreifenden Erosion, speziell entlang der verschiedenen Bruchsysteme. Die Instabilität der z. T. extrem steilen Talflanken ist die Folge und u. a. ein weiterer Hinweis für ein rasches Herausheben des Bereiches der Crête gegenüber dem Graben im Westen und den östlichen Landesteilen Rwandas. Neben tektonischen Vorgängen spielen aber auch die lithologischen Verhältnisse eine Rolle bei der Entwicklung der heutigen Morphologie. In Bereichen der burundischen kristallinen Schiefer ist das Relief im allgemeinen wesentlich stärker akzentuiert — Quarzitbänder formen oft steile Bergkämme als in Zonen granitoider Gesteinskörper.



Abb. 2b: 5. Gisenyi NW, l. o., 6. Gisenyi NE, r. o., 7. Gisenyi SW, l. u., 8. Gisenyi SE, r. u.

Die in Abb. 2 wiedergegebene Auswertung der verschiedenen Störungsrichtungen, und zwar für den NW, SW, NE, SE, den N und S und den E und W des Kartenblattes Gisenyi machen einzelne Tendenzen innerhalb des bruchtektonischen Mosaiks deutlich. Auf allen Rosetten mit Ausnahme der von NW-Gisenyi ist die Störungsrichtung N-S am ausgeprägtesten. Störungen dieser Orientierung liegen parallel zur Längsachse des "Western Rift" im Kivu-See-Bereich und können zum Großteil als Staffelbrüche gedeutet werden. Im NW, südlich der Vulkanzone der Virunga, kommt es zu einer Aufsplitterung dieser N-S-Hauptrichtung in eine NNW-SSE- und NE-SW-Richtung. Diese Aufspaltung in zwei verschiedene Staffelbruchsysteme ist auf eine Änderung des Verlaufs des "Western Rift" im Abschnitt der Virunga-Vulkane von N-S auf NE-SW zurückzuführen. Letztere Störungsrichtung kann auch für den gesamten Osten des Kartenblattes als bedeutend angesehen werden, während von NW nach SW ihre Bedeutung eindeutig abnimmt. Vom SW zum SE gewinnt in zunehmendem Maß ein W-E-gerichtetes Bruchsystem an Einfluß; es spielt im N nur eine untergeordnete Rolle.

Während entlang der Staffelbruchsysteme (N—S und NE—SW) primär eine vertikale Versetzung benachbarter Schollen gegeneinander festzustellen ist, überwiegt bei sämtlichen anderen beobachteten Richtungen stärker die horizontale Bewegung. In sehr vielen Fällen führt eine Kombination von Horizontal- und Vertikalbewegung bzw. die zeitliche Abfolge der beiden zu einer Verkippung und/oder teilweisen Rotation einzelner Bruchschollen. Eine solche Verdrehung ist im Gesamtbereich des Kartenblattes, im speziellen im NW, an Hand einer z. T. beträchtlichen Abweichung der burundischen Hauptfaltenachsen vom üblichen  $\pm$  N-S- bis NNW-SSE-Streichen nachzuweisen.

Innerhalb der jungen Bruchtektonik erscheinen die N-S-Staffelbrüche als ältestes Element. Ihnen folgen die (Staffel)-Brüche mit NE-SW-Orientierung. Beide sind dem tektonischen Prozeß einer Absenkung der Grabenzone bei gleichzeitiger teilweiser Hebung der heutigen Crête Zaire-Nil zuzuordnen.

Eine beträchtliche Aufwölbung der gesamten Kivu-See-Zone (B. C. KING 1970) durch aus tiefen Krusten-Mantel-Bereichen aufdringendes Magma dürfte schließlich wesentlich zum weiteren Zerbrechen der einzelnen Bruchstaffeln und -schollen und zum reichen Spektrum an Verwerfungen verschiedener Richtungen — zu einem System von Radialverwerfungen, ausgehend vom Zentrum der Aufwölbungszone, dem Kivu-See, dem höchstgelegenen Teil des "Western Rift"-Systems — geführt haben (Abb. 2).

Nach eingehender Analyse der bruchtektonischen Vorgänge lassen sich einige Details faltentektonischer Elemente des burundischen Orogen-Zyklus besser aus den einzelnen Schollen des oben beschriebenen Bruchschollenmosaiks ablesen. Im Vergleich mit Mittel- und Ost-Rwanda zeigt die Region der Crête Zaire-Nil, im besonderen die kartierte Zone, einen viel komplizierteren Faltenbau des burundischen Orogens; das u. a. auf Grund der vielfältigen Abfolge von frühbis postmagmatischen Granitintrusionen in diesem Raum. Von E nach W kann eine Abfolge von mehr oder weniger symmetrischen, z. T. steilen, E- bzw. W-vergenten Syn- und Antiklinalstrukturen verfolgt werden, welche als Teilfalten eines übergeordneten Antiklinoriums im Bereich NW-Rwandas (Gisenyi) angesehen werden können. Das Streichen der Faltenachsen verläuft im allgemeinen N-S mit Abweichungen bis zu 20° nach W bzw. E. In einzelnen Schollen (z. B. südlicher Zentralteil des Kartenblattes) konnten größere Abweichungen beobachtet werden, welche wohl, wie oben erwähnt, auf eine mehr oder weniger starke Schollenverdrehung während der verschiedenen bruchtektonischen Vorgänge zurückgeht. In den nördlichen Randbereichen des präkambrischen Sockels gegen die jungen Vulkanite des "Western Rift" ist eine Änderung des N-S- in einen NE-SW-Trend zu beobachten. Betrachtet man in diesem Zumenhang nochmals die Abb. 2 mit den Rosetten der Störungsrichtungen, findet man eine deutliche Parallele des Trends der burundischen Hauptfaltenachsen und der grabenbruch-tektonischen Elemente. Es zeigt sich eine deutliche Übereinstimmung mit den Beobachtungen von B. C. KING (1970) über den Zusammenhang bevorzugter Richtungen und struktureller Elemente des alten präkambrischen Kratons und des jungen Ostafrikanischen Rift-Systems.

Zahlreiche sekundäre Falten wesentlich kleinerer Dimensionen können als Schleppfalten gedeutet werden. Transversalfalten mit Achsenrichtungen mehr oder weniger W—E dürften gleichzeitig mit der Hauptfaltung entstanden sein, ebenso wie Aufwölbungen oberhalb synorogener Granite. Stellenweise ist ein Ubergang der Transversalfalten in flache Wellungen zu beobachten. Weitere Einengungen während spätorogener Phasen führten zu ersten bruchhaften Deformationen — mehr oder weniger flachen Aufschiebungen und kleinen Verstellungen —, welche z. T. in postburundischen tektonischen Phasen reaktiviert wurden (s. o.).

# 3.2. Die Zone der Vulkanite des "Western Rift"

ist durch eine Ebene im südlichen Vorfeld der Kette der Zentralvulkane der Virunga gekennzeichnet, welche durch zahllose mächtige Lavaströme von eben diesen Zentralvulkanen und kleineren Satellitenkratern gebildet wurde. Diese Ebene weist eine schwache Neigung gegen S bzw. SE auf. Entlang von tektonischen Lineamenten, Störungen oder Fissuren aufgereiht sitzen oft Reihen mehr oder weniger mächtiger Kegel von Parasitär- oder Satellitenkratern, welche wie es für den Virunga-Vulkanismus typisch ist — nach Erlöschen des zugehörigen zentralen Vulkans gebildet wurden und meist nur für kurze Zeit hauptsächlich Aschenmaterial und vereinzelt auch Laven gefördert haben. Sie repräsentieren zahllose Vorkommen des für Spezialzementherstellung verwendbaren Puzzolanes. In der Gegend von Kanama, NE der Stadt Gisenyi, konnten solche Satellitenkrater entlang von Störungen auch noch bis tief in den Randbereich des präkambrischen Sockels beobachtet werden (Tafel I.).

Nördlich und NE von Gisenyi ragen die Kuppen einzelner entlang des Grabens abgesunkener Bruchstaffeln des Grundgebirges aus dem Lavafeld. Die meisten davon sind aber mit einer oft nur wenig mächtigen Schicht vulkanischen Materials bedeckt.

Genetisch sind die Vulkanite von N-Kivu (Gisenyi – Virunga) und die von S-Kivu (Cyangugu – Bukavu) sowie der Kivu-See selbst mit der Bildung des westlichen Abschnittes ("Western Rift") des Ostafrikanischen Grabenbruchsystems verbunden. Im Gegensatz zu anderen Bereichen mit einer meist sehr starken Absenkung des Grabens in Uganda (z. B. Mobutu-See) oder in Burundi — Tanzania (Tanganyika-See) stellt die Kivu-See-Region, wie schon früher erwähnt, eine junge Aufwölbungszone, hervorgerufen durch das aufdringende Magma, innerhalb des Riftsystems dar. Ähnliche Aufwölbungen sind auch aus dem Teilbereich des Edward-Sees, aus S-Tanzania und N-Malawi bekannt (B. C. KING, 1970).

Während der Beginn des heute noch aktiven Vulkanismus der Virunga (z. B. Vulkan Nyaragongo und Nyamuragira im Zaire) wahrscheinlich erst im Tertiär anzusetzen ist, sind auf Grund von Altersbestimmungen die z. T. basaltischen bis trachytischen Laven der S-Kivu-Region nach mündlicher Mitteilung von J. M. FRAUTSCHI, einem langjährigen Schweizer Mitarbeiter des Service Géologique du Rwanda, in die Zeit Oberkreide bis Tertiär einzustufen. Das heißt aber, daß die Rift-Bildung und die vulkano-tektonischen Vorgänge um die Aufwölbung der Kivu-See-Zone schon vor der Oberkreide eingesetzt haben müssen. Nach R. B. McConnell (1977) und F. Dixey (1946) und anderen Autoren fanden Riftbewegungen schon im Jura statt. Geht man von der allgemein anerkannten Voraussetzung aus, daß "rift formation" und "ocean floor spreading" überregional in Zusammenhang stehen, dann könnte die Bildung eines westlichen Protorifts im oberen Jura bis früher Kreide angesetzt werden, einer Epoche erhöhter Aktivität im Bereich des mittelatlantischen Rückens, wie paläomagnetische Untersuchungen von M. B. STEINER (1975) und anderen ergeben haben.

### 4. Mineralogie und Petrographie

### 4.1. Die Burundischen Metasedimente

4.1.1. Stratigraphie der Burundischen Metasedimente

Die Beobachtung der lithologischen Abfolge im Feld und die petrographische Probenuntersuchung ergaben im bearbeiteten Gebiet ein äußerst buntes Bild von Mineralparagenesen verschiedener Metamorphosegrade bzw. wiederholter metamorpher Überprägung (Polymetamorphose im Sinne von W. P. DE ROEVER & H. J. NIJHUIS 1963, und C. FELIX, 1972 und 1975) der sonst so eintönigen burundischen Sedimentabfolge. Sieht man, um eine stratigraphische Einstufung und einen Vergleich mit der Sedimentabfolge Ost-Rwandas durchführen zu können, von den verschiedenen Stadien der Gesteinsumwandlung ab, so ergibt sich für die Region Gisenyi vom Liegenden zum Hangenden eine Schichtabfolge von einem mächtigen Paket von Peliten mit sandigen Zwischenlagen und einer Einlagerung basischer Eruptiva, einer mehr oder weniger mächtigen Bank eines Quarz-Arenits mit vereinzelten dünnen pelitischen Zwischenlagen, einer weiteren mächtigen Abfolge im wesentlichen pelitischer Gesteine mit zunehmend reichem Anteil an organischer Substanz (Graphit). Darauf folgen wieder eine mächtige Sandsteinbank und pelitische Schiefer. Während der tiefere Teil dieser Schichtfolge im SW und im gesamten N des Untersuchungsgebietes beobachtet wurde, findet sich der stratigraphisch höhere Abschnitt fast ausschließlich im SE

(Region von Lutsiro) (s. Tafel I.). Auf Grund eines eingehenden Vergleichs mit anderen Gegenden Rwandas (z. B. NE-Rwanda, SE-Rwanda, Gatumba-Ruhengeri) konnte die Gesteinsserie von Gisenyi dem Unteren Burundien ("Untere Serie") zugeordnet werden. Der unterschiedliche Metamorphosegrad zwischen E- und W-Rwanda erschwerte diese Aufgabe beträchtlich. Die Zuordnung zur "Série Inférieure" paßt — sieht man von lokalen Faciesunterschieden ab — gut in das von J. GERARDS & J. LEPERSONNE (1964, p. 18—19) beobachtete lithologische Schema (von oben nach unten):

- "26 phyllitische Schiefer
- 25 Quarzit von Mulindi
- 24 schwarze bis graue Phyllite, im Hangenden oft stark graphitisch, selten Arenite
- 23 Sandsteine und Quarzite
- 22 Phyllite und schwarze bis grau-blaue Schiefer
- 21 Quarz-Phyllite, gebändert, grau bis schwarz, mit Pyrit
- 20 Quarzit von Nduba
- 19 Phyllite und Quarz-Phyllite
- 18 Sandsteine und Quarz-Phyllite
- 17 Schiefer und Phyllite, selten Sandsteine
- 16 Quarzit von Mahaza und Schiefer mit sandigen Zwischenlagen
- 15 Schiefer und Phyllite, selten mit Sandstein . . . "

Das Liegende des Quarzits von Nduba ist im Raum Gisenyi auf Grund der Einlagerung von "Roches Vertes", metamorphen basischen Eruptiva, deutlich erkennbar. Im mehr oder weniger kompletten Zusammenhang konnte obige Serie aber nur an einer Stelle, im NW der Mission Murunda, beobachtet werden. Die Serie der graphitischen Schiefer und Quarzite im SE des Arbeitsgebiets stimmt mit der Abfolge 21-26 nach J. GERARDS & J. LEPERSONNE (1964) überein, dem Niveau des Quarzits von Mulindi.

### 4.1.2. Petrographie und Metamorphose der Burundischen Metasedimente

Der Metamorphosegrad der Vergleichsgesteine aus E-Rwanda wie auch der bei J. GERARDS & J. LEPERSONNE beschriebenen und oben zitierten Abfolge entspricht im wesentlichen dem einer epizonalen Regionalmetamorphose, welche wohl den gesamten Raum des burundischen Orogens erfaßt hat. Das Produkt dieser ersten Gesteinsumprägung waren Sericit-Phyllite, Phyllite, Graphit-Phyllite, Quarz-Phyllite, Sericit-Quarzite, Sericit-Chlorit-Schiefer und Quarzite. Im E Rwandas blieben diese Gesteine mit Ausnahme mehr oder weniger schmaler Kontaktzonen um Granitintrusionen (z. B. Mutara — Gatsibo, H. KLOB, 1976 a und 1976 b) in der Form epizonaler kristalliner Schiefer erhalten. Im Kontaktbereich ist in denselben Schiefern zusätzlich Quer-Muscovit und/oder -Biotit, vereinzelt Granat und selten (in Graphit-Phylliten von z. B. W von Kibungo) Chiastolith zu beobachten. Mineralparagenesen einer allgemeinen schwachen Regionalmetamorphose wurden lokal von einer (oder mehreren) Phase(n) der Kontaktmetamorphose überprägt. Das makroskopische Gesteinsbild wurde dabei oft nicht verändert.

Im bearbeiteten Gebiet von Gisenyi und der Crête Zaire-Nil konnten die detaillierten petrographischen Analysen wesentlich kompliziertere Rekristallisationsverhältnisse, eine graduelle Abfolge von epi- bis katazonalen Mineralparagenesen nachweisen. Es handelt sich dabei aber nicht um eine zonare Abfolge, sondern um ein Nebeneinander in ein und dem selben Gesteinsverband. Dieses Nebeneinander verschiedener — zusammen instabiler — Mineralvergesellschaftungen, wie z. B. in der Probe 590, einem Quarz-Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer mit Chlorit, z. T. sericitisiertem Staurolith, Cordierit und Disthen, ist typisch für die Region und ihre geologischen Verhältnisse und Vorgänge. Diese sind speziell im Unteren Burundien von einer Intrusionsabfolge zahlreicher früh-, syn-, spät- und postorogener Granite gekennzeichnet. Dem thermischen Einfluß dieser Granite — insbesondere der früh- bis synorogenen — ist zum Großteil die wiederholte Neubildung einzelner Mineralphasen bei nur teilweiser Auflösung vorher und unter anderen PT-Bedingungen entstandener zuzuschreiben. Es können sowohl fortschreitende (z. B. Bildung von Disthen und weiter von Sillimanit) als auch retrograde Metamorphose (z. B. Chloritisierung von Granat, Sericitisierung und Chloritisierung von Cordierit, Probe 316, etc.) beobachtet werden. Im Gelände festgestellte fließende Übergänge von Zonen hochgradig metamorpher kristalliner Schiefer in Zonen von oft gebänderten Para-, Augen und Mischgneisen (z. B. 370: Biotit-Disthen-Sillimanit-Gneis mit Quarz-Augen, 503: Bändergneis mit quarzreichen Lagen und solchen mit Mikroklin-Oligoklas-Andesin-Biotit-Muscovit-Granat, 511: Biotit-Granat-Gneis mit quarz-oligoklas-reichen Lagen, 519: Biotit-Muscovit-Cordierit-Paragneis, 530: Biotit-Granat-Cordierit-Paragneis etc.) deuten auf lokale Übergänge einer katazonalen Metamorphose zu einer Ultrametamorphose hin.

Bei der Bildung der Augengneise (z. B. 573, 603, 845 etc.) dürften aber auch Vorgänge der Granitisation durch Metasomatose in lokalem Ausmaß eine Rolle gespielt haben. V. E. VERNON-CHAMBERLAIN & N. J. SNELLING (1972) beschreiben in ihrer Arbeit über Granite in SW-Uganda zwei Phasen, welche die Metasedimente des Karagwe-Ankole-Orogens, dem Anschlußstück des Burundien im Norden Rwandas, erfaßt haben. Phase 1. erzeugte die Schieferung der Gesteine, die Phase 2. führte zum Wachstum von Mikroklin-Porphyroblasten im Nahbereich der SW-ugandischen Granitdome. Auch in Rwanda, in der Region von Gisenvi, läßt sich ähnliches feststellen, nur mit dem Unterschied, daß die Schieferhülle der großen Granit-Gneis-Dome, welche in SW-Uganda und auch in E-Rwanda von der Erosion freigelegt sind, im Bereich der Crête Zaire-Nil zum allergrößten Teil erhalten geblieben ist. Der Phase (1) der Schieferung SW-Ugandas entspricht die Phase von Schieferung und epizonaler Regionalmetamorphose, der zweiten die Intrusion früh- bis synorogener Granite in die Kerne der burundischen Antiklinorien — u. a. auch im Raum der Crête —, verbunden mit thermischen bzw. kontaktmetamorphen und metasomatischen Veränderungen in der Schieferhülle.

Typisch für die kristallinen Schiefer des kartierten Gebietes ist auch die Tatsache, daß die Gesteine nach außen — makroskopisch — das Aussehen von z. B. Sericit-Phylliten bewahrt haben, während sie sich im Dünnschliffbereich unter dem Mikroskop als hochgradig metamorph erweisen.

Als eine weitere Art der Gesteinsveränderung kann man noch pneumatolytische bis hydrothermale Imprägnation der Schiefer, speziell am Pegnatit-Kontakt, beobachten (z. B. 85, 433 und 930); stellenweise tritt auch eine starke Silifizierung auf (368, 369, 374, 412). Auch Turmalinisierung der Schiefer ist häufig.

Folgende Gruppen mit zunehmend höhergradigen Mineralparagenesen konnten auf Grund mikroskopischer Untersuchungen unterschieden werden (die Ziffern beziehen sich, wie oben, auf Probepunkte der Karte, Tafel I, siehe auch Anhang Probenliste):

- Sericit-Phyllit (z. T. graphitisch): meistens mit Quer-Muscovit (234, 241) oder Quer-Biotit (345, 350), fallweise mit Granat (392) und Granat-Staurolith (854);
- Graphit-Phyllit mit Chiastolith (205), mit Quer-Biotit (77) oder mit Quer-Biotit und -Muscovit (853);
- Sericit-Quarzit (949) mit Xenoblasten von Albit (98), z. T. graphitisch mit Quer-Biotit (849, 877) oder Quer-Biotit und -Muscovit (108);
- Quarz-Phyllit mit Biotit (852); Talk-Schiefer (559);

Sericit-Muscovit-Glimmerschiefer (670, 672) mit Turmalin (663) und dünnen Lagen reich an Biotit und Chlorit (684);

Muscovit-Chlorit-Quarz-Schiefer (659);

6\*

- Muscovit-Glimmerschiefer (302, 903) mit Turmalin (103, 201, 298, 348), mit Quer-Biotit bzw. dünnen Biotit-Zwischenlagen (292, 327, 350) oder selten mit Granat (348);
- Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer (233, 382, 478), vereinzelt mit Turmalin (83, 538), z. T. sehr quarzreich (73, 196);
- Muscovit-Biotit-Quarzit (81, 395, 625, 632, 638), vereinzelt mit Plagioklas und Epidot (505);
- graphitische Granat-Muscovit-Schiefer (mit Turmalin) (204);
- Quarz-Granat-Muscovit-Schiefer (219, 295, 328, 343, 421) mit Turmalin (119, 218, 232, 420), mit Biotit (135), Biotit und Epidot (290) oder Biotit-Chlorit (393); der Granat der Probe 295 zeigt deutliches Rotationsgefüge;
- Granat-Muscovit-Biotit-Schiefer (67, 82, 127, 130, 207, 312, 631, 447); in der Probe 127 ist der Biotit nestförmig angeordnet.

Die eine mittel- bis hochgradige Metamorphose anzeigenden Minerale Cordierit, Staurolith, Disthen und Sillimanit kommen oft mit Granat, Biotit, Muscovit und Chlorit, vergesellschaftet auf kleinstem Raum, in den Glimmerschiefern vor. Im folgenden sollen Beispiele von in Dünnschliffen beobachteten Paragenesen angeführt werden: Cordierit: Muscovit-Biotit-Cordierit (95 — Cord. verändert, 197 — mit Pinit); Biotit-Granat-Cordierit (530); Wechsellagerung von Biotitlagen mit Lagen von Quarz-Cordierit (-Muscovit-Chlorit)-Granat-Andesin (322); Quarz-Biotit-Muscovit-Cordierit-Staurolith-(Nester von Sericit-Muscovit)-Mikroklin (732); Quarz-Muscovit-Biotit(-Chlorit)-Staurolith(-Chlorit-Sericit)-Cordierit (in Nestern)-Disthen (590); Quarz-Biotit-Muscovit-Cordierit(-Chlorit)-Granat(-Chlorit) mit Flecken von Chlorit-Disthen-Sillimanit (316); Quarz-Biotit-Chlorit-Cordierit-Andesin-Disthen-Sillimanit (311). Staurolith: Ouarz-Muscovit-Staurolith (299, 300); Quarz-Biotit-Muscovit-Staurolith (391); Muscovit-Sericit-Biotit (in Nestern)-Quarz-Staurolith (244), mit Chlorit (254); Muscovit-Staurolith (z. T. phyllitisch) (396, 397, 590, 692); Quarz-Muscovit-Granat-Staurolith (228); Ouarz-Muscovit-Biotit-Granat-Staurolith (224, 699); Ouarz-Chlorit-Biotit-Granat-Staurolith (662); Quarz-Chlorit-Biotit-Muscovit-Staurolith-Disthen (319); Quarz-Biotit-Granat-Staurolith-Sillimanit (124); Quarz-Muscovit-Sericit-Staurolith-Sillimanit (215); Die Probe 854 (Sericit-Phyllit mit Granat-Staurolith-Biotit zeigt deutlich Granat, umschlossen von porphyroblastischem Staurolith. Disthen und Sillimanit (siehe auch oben): Quarz-Biotit-(Chlorit)-Disthen-Sillimanit (309); Quarz-Biotit-Muscovit-Sillimanit (116), mit Disthen (199), mit Biotit in Nestern (506); Muscovit-Biotit-Disthen-Sillimanit (494); Quarz-Biotit-Staurolith-Disthen-Sillimanit (104, 118); Biotit-(Chlorit)-Granat-(Chlorit)-Disthen-Sillimanit (296); Chlorit-Granat-Sillimanit (509); Quarz-Biotit-Muscovit-Granat-(in Nestern)Disthen-Sillimanit (479); Lagen von Biotit-Quarz-Muscovit mit Nestern von Biotit-(Chlorit)-Sillimanit-Disthen (315); Lagen von Quarz und Muscovit mit rotierten Nestern von Chlorit-Disthen-Sillimanit (389); Quarz-Biotit-Titanit-Epidot-Staurolith-(in Nestern)Disthen-Chlorit-Sillimanit (206, 294); Lagen von Quarz-Muscovit-Sericit, Quarz, Biotit-(Chlorit)-Granat-(Chlorit)-Disthen-Sillimanit (308); Sillimanitschiefer mit Biotit-Muscovit-Disthen (517); Quarz-Muscovit-Biotit-Schiefer mit Linsen von Quarz-Disthen-Sillimanit (558);

monomineraler Sillimanitschiefer (596);

Quarz-Biotit-Disthen (706).

Die metamorphen Aquivalente arenitischer Ausgangsgesteine sind je nach ursprünglicher Zusammensetzung reine Quarzite (fein- bis grobkörnig) (99, 126, 363, 374, 641, 693, 700, 902) oder enthalten akzessorisch oder als Nebengemengteil je nach Metamorphosegrad Muscovit (133, 415, 611, 822) und Turmalin (306, 310), Muscovit-Biotit (612, 632), Granat (202, 208, 461, 811), Muscovit-Biotit-Granat (223, 307), Muscovit-Granat-Staurolith (318), Biotit-Plagioklas (579), Biotit-Disthen (586), Disthen (910). Andere Akzessorien des Quarzits können Pyrit und/oder Hämatit (482, 624, 629, 717, 936, 947) sein.

4.2. Magmatische Gesteine

4.2.1. Basische Orthogesteine

Die "Roches Vertes" (Grüngesteine) oder "Dolerite", wie sie nach J. GERARDS (1965), V. PETRICEC (1966) u. a. genannt werden, sind metamorph veränderte, basische Eruptiva, welche als syngenetisch mit den Metasedimenten des unteren Abschnitts der "Série Inférieure" des Burundien anzusehen sind. Sie treten als mehr oder weniger mächtige Einlagerung — z. T. in Form großer Linsen in der kristallinen Schiefer-Serie im Liegenden des Quarzits von Nduba auf. Im folgenden soll aber mehr auf die petrographischen Ergebnisse als auf die Genese dieser Gesteinsgruppe, welche ausführlich in einer weiteren Arbeit (H. KLOB, 1979) behandelt wird, eingegangen werden.

Von den insgesamt 113 petrographisch untersuchten Proben von "Roches Vertes" waren 58 mehr oder weniger feinkörnige, z. T. stark geschieferte Amphibolite mit granoblastischer Textur, mit Hornblende, Plagioklas (Oligoklas-Labradorit) und oft reichlich Titanit und opakem Erz (z. B. 102, 134, 654 etc.). In der Probe 371 konnte primärer Pyroxen reliktisch neben Hornblende und Biotit beobachtet werden. Häufig ist eine Veränderung durch Stoffzufuhr, wie z. B. eine Silifizierung (380, 520, 685, 817 etc.) oder eine Aktinolithisierung der Hornblende (660, 691) bei gleichzeitiger Silifizierung (696) gefunden worden. Bei zwei Proben (113, 551) konnte Granat (rosa-rot) nachgewiesen werden.

47 Proben zeigten einen von der primären Textur her porphyrischen Amphibolit mit Einsprenglingen bzw. porphyrischen Relikten von deutlich zonarem Labradorit-Andesin in einer meist fein- bis mikrokristallinen Matrix aus grüner Hornblende und Oligoklas-Labradorit. Die Probe 815 enthielt Körner von Cordierit in der Matrix. Als Akzessorien treten Titanit, Apatit, Zirkon, Biotit, Klinozoisit-Epidot, Quarz, Calcit und in der Probe 704 auch Chalcopyrit in Form kleiner Tropfen in den Mineralzwickel auf. Eine Aktinolithisierung wurde beim porphyrischen Amphibolit-Typ nur selten (682) beobachtet.

Acht weitere Proben mit den Hauptgemengteilen Pyroxen (Diopsid) und interstitialem Labradorit-Bytownit (120, 125, 488, 542) konnten zu einer dritten Gruppe innerhalb der basischen Eruptiva zusammengefaßt werden. Die Proben 543 und 900 zeigen hydrothermale Veränderungen mit zusätzlichen Gemengteilen von Quarz, Mikrolin und Klinoamphibol; das Gestein der Probe 636 ist stark silifiziert. Die Probe 951 enthält neben Diopsid Olivin und Apatit in einer dichten, feinkristallinen Matrix, der basische Plagioklas fehlt vollständig.

Im Gelände sind die drei oben beschriebenen Gesteinstypen meistens in ein und demselben Gesteinsverband zu beobachten. Die synkordanten Amphibolitlagen haben im allgemeinen einen zonaren Aufbau. Amphibolite mit porphyrischen Texturen im Kern der Gesteinskörper gehen zum Kontakt mit den Sedimentgesteinen in die feinkristallinen, massigen bis stark geschieferten Amphibolite über. Die pyroxen-reichen, in der chemischen Zusammensetzung wohl auch etwas basischeren Gesteinsproben stammen aus vereinzelt in den Amphibolit-Körpern steckenden, meist nur gering mächtigen Linsen und Knollen. Sie repräsentieren wahrscheinlich die von der polyfaziellen Metamorphose am wenigsten veränderten Gesteinspartien der im Unteren Burundien synsedimentär entstandenen Eruptiva. Der feinkörnige Typ hingegen wurde als randliche Fazies am stärksten den verschiedenen Einflüssen geologischer Vorgänge in den umgebenden Gesteinen ausgesetzt. Es scheint, daß durch die randliche Fazies eine Art "Filterung" der verschiedenen Rekristallisationsbedingungen stattgefunden hat, wodurch der porphyrische Gesteinstyp und erst recht die Linsen gabbroiden bis peridotitischen Materials wesentlich weniger und schwächer verändert wurden. Im porphyrischen Typ kann man daher zwar die Umwandlung des primären Pyroxens in grüne Hornblende und oft eine teilweise Zersetzung des intermediären bis basischen Plagioklases beobachten, eine Schieferung zum Beispiel aber nur in den seltensten Fällen. Die Umwandlung Pyroxen-Hornblende ist wahrscheinlich der Regionalmetamorphose zuzuschreiben. Der zonare Aufbau der Gesteinskörper und ihre mineralogische und chemische (vgl. H. KLOB, 1979) Zusammensetzung lassen darauf schließen, daß diese in der Form submariner (tholeiit-)basaltischer Laven im Unteren Burundien entstanden sind.

4.2.2. Granitische Intrusionen

In Übereinstimmung mit J. GERARDS & D. LEDENT (1970) konnte auch in der Region Gisenyi eine Abfolge von früh- bis synorogenen, spätorogenen und postorogenen Granitintrusionen festgestellt werden. Nach der Art der Intrusion lassen sich konkordante und diskordante Granite unterscheiden.

Die früh- bis synorogenen Granite, welche den Kern der großen Aufdomungen (Antiklinorien) des burundischen Orogens bilden (E-Rwanda, Bugesera etc.), sind der Gruppe der synkordanten Intrusionen zuzuordnen. Im Raum der Crête Zaire-Nil sind sie, wenn überhaupt, nur im äußersten Dachbereich aufgeschlossen, d. h., im wesentlichen ist nur die Zone des Kontakts der stark vergneisten fein- bis mittelkörnigen Granite mit der Schieferhülle zu betrachten. Diese Zone enthält alle Übergänge von ultrametamorphen, granitisierten, katabis epizonal thermisch überprägten bis metasomatisch veränderten kristallinen Schiefern (z. B. Mischgneise, gebänderte Paragneise, Augengneise, Disthen-Sillimanit-Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Biotit-Muscovit-Schiefer etc., vgl. Kap. 4.1.1. und 1.2.).

Der Kategorie der diskordanten Granitintrusionen sind die spät- und postorogenen Granite und ihre pegmatitische und hydrothermale Ganggefolgschaft zuzuordnen. Die spätorogenen Granite enthalten vorwiegend Biotit und untergeordnet Muscovit, Quarz, Oligoklas und Mikroklin (z. B. 55, 57, 65, 68, 69, 71, 513, 514, 544, 584, 601, 669, 673, 938). Akzessorien sind im wesentlichen Apatit und Zirkon. Vergneiste Partien im Gesteinsverband dieser Granite sind häufig (z. B. 70, 72, 525, 528, 529, 607). Die Schieferung ist einer spättektonischen Phase der burundischen Orogenese zuzuschreiben. Eine pegmatitische Ganggefolgschaft fehlt den spätburundischen Graniten fast vollständig.

Die postburundischen Granite sind durch den Mineralbestand Quarz, Mikroklin, Oligoklas (und Albit), Muscovit und akzessorischen Apatit, Zirkon und vereinzelt Biotit und Turmalin gekennzeichnet. Ihre Ausbildung zeigt häufig Übergänge von einer grobkörnigen granitischen zu einer pegmatitischen Textur. Sie durchschlagen in diskordanten Stöcken oder Gängen die Metasedimente bzw. oben erwähnte, ältere Granite. Es ist ihnen eine ausgeprägte pegmatitische bis hydrothermale Phase zuzuordnen, welche zur Bildung der Cassiterit-, Columbit-, Wolframit- und anderer Minerallagerstätten in Rwanda und im besonderen im Raum Gisenyi geführt hat (vgl. J. GERARDS & D. LEDENT, 1970).

#### 4.2.3. Magmatische Ganggesteine

Neben den bisher beschriebenen magmatischen Gesteinen konnte in der Umgebung des Colline Gashasho im Süden der Commune Kanama bei Gisenyi im Zuge der Detailkartierungen ein auf Grund seines Mineralbestandes — Mikroklin, blaue Alkalihornblende und akzessorisch Quarz und Apatit (Probe 476) aus dem Rahmen der burundischen Gesteinsabfolge fallendes magmatisches Gestein beobachtet werden. Nach der Mineralzusammensetzung handelt es sich um einen Alkali-Syenit, welcher stockförmig an einer Störungszone in den kristallinen Schiefern des Unteren Burundien auftritt. Die chemische Zusammensetzung und der normative Mineralgehalt ist in folgender Tabelle wiedergegehen:

$SiO_2$	64,84º/o		
$TiO_2$	0,20%/0		
$Al_2O_3$	16,44 <sup>0</sup> /0	Il	0,3
$Fe_2O_3$	1,61%/0	Or	64,3
MnO	0,03%/0	Ab	25,6
CaO	0,43%/0	An	0,2
$Na_2O$	2,83%	$\mathrm{Di}$	1,5
$K_2O$	10,54º/o	Hy	4,4
$H_2O^{+/-}$	2,06º/o	Q	3,7
	100,12%/0		100,0

Die chemische Analyse zeigt eine deutliche K-Betonung des Gesteins, welche mineralogisch im hohen Mikroklin-Gehalt zum Ausdruck kommt. Der Na-Gehalt und wahrscheinlich ein kleiner Teil des K muß der blauen Hornblende zugeschlagen werden.

Das stockartige Auftreten des Alkali-Syenits im relativ grabennahen Bereich an einer jungen Störungszone läßt einen genetischen Zusammenhang zwischen der Intrusion dieses Gesteins und den jungen tektonischen Vorgängen der Bildung des "Western Rift" vermuten. Ähnliche Alkaligesteine sind im Verband mit Karbonatiten aus anderen Randzonen des Ostafrikanischen Grabenbruchsystems (z. B. Lueshe — Zaire, Burundi, Tanzania, Uganda) bekannt.

## 4.3. Mineralisationen und Lagerstätten

#### 4.3.1. Metallische Rohstoffe

Die metallischen Erze (Ilmenit, Cassiterit, Columbit, Wolframit, Beryll und Gold), welche im kartierten Bereich der Crête Zaire-Nil gefunden werden können, sind im Zusammenhang mit magmatischen Vorgängen entstanden. Linsen oder wenig mächtige Gängchen von Ilmenit, wie sie seit langem aus der Gegend von Gatumba — Ruhengeri und in letzter Zeit aus dem NW der Mutara (NE-Rwanda) bekannt geworden sind, scheinen genetisch eng mit den "Roches Vertes" verbunden. An die posttektonischen Pegmatite sind die Minerale Cassiterit, Columbit, Beryll und im geringen Maß Wolframit gebunden. Besonders reich an diesen Pegmatiten ist der Bereich von Lutsiro-Giciye-Sebeya. Der Hauptanteil der Wolfram-Produktion der Region und ein Teil des Cassiterits stammen aus hydrothermalen Quarz-Erz-Gängen, speziell um Lutsiro. Hydrothermalen Ursprungs dürfte auch das in geringen Mengen in Alluvionen auftretende Gold sein. Primäre Lagerstätten sind bisher in diesem Raum nicht bekannt geworden.

Mit Ausnahme des Ilmenits werden alle anderen erwähnten Erze in der Region abgebaut. Eine detaillierte Beschreibung und bibliographische Hinweise hinsichtlich einzelner Erzvorkommen und Lagerstätten finden sich bei P. Cor-MINBOEUF (1967—68) und (1969 b), A. SLATKINE (1966) und (1967—68) und N. VARLAMOFF (1950) und (1955).

4.3.2. Nichtmetallische Rohstoffe

Als eventuell abbauwürdige Industrieminerale kommen großblättriger, klarer Muscovit und Disthen aus Disthen-Quarzit, als Bausteine einzelne Quarzite und Amphibolite in Frage.

#### 5. Ergebnisse

Eine Zusammenfassung aller zur Herstellung der geologischen Karte von Gisenyi gemachten Beobachtungen und deren Ergebnisse läßt sich am besten an Hand der Abb. 3, schematischen Profilen vom "Western Rift" im W bis zum E-Rand der Crête Zaire-Nil durchführen. Fünf Phasen wichtiger geologischer Ereignisse können festgestellt werden:

Abb. 3. Schema-Profile WE der kartierten Region Gisenyi: Geologisch-tektonische Entwicklung.
1. Burundisches Geosynklinalstadium mit submarinem tholeiitischem Vulkanismus im frühen Unteren Burundien; 2. Abschluß des Burundischen Synklinalstadiums; 3. Burundische Orogenese mit früh- bis syn-, spät- und postorogenen Granitintrusionen (Granite, Pegmatite und hydrothermale Gänge) und lokalen Granitisationen; erste Aufwölbung (Antiklinorium) im Bereich der heutigen Crête Zaire-Nil (Hauptfaltenachsen ±N-S); 4. Einebnung des Burundischen Orogens bis spätestens zu Beginn der Oberkreide, Einsetzen der bruchtektonischen Vorgänge zur Bildung des Western Rift (Protorift); 5. a) Absinken der Grabenzone des Western Rift und Hebung der benachbarten Schollen im Osten im Bereich der Crête Zaire-Nil, b) Aufsteigen von Magma aus tiefen Krustenbereichen und Aufwölbung der einzelnen Bruchschollen des Präkambrischen Sockels und Entstehung neuer Bruchsysteme z. T. diametral zu den bestehenden N-S- bzw. SW-NE-Staffelbruchsystemen; sukzessive Entstehung der vulkanisch aktiven Zonen von S-Kivu und Virunga, Aufstauung des Kivu-Sees.



- Phase 1: Einsetzen der burundischen Sedimentation über dem älteren Ruzizien — erste magmatische Aktivität durch submarinen tholeiitischen Vulkanismus im Unteren Burundien (ältere "Série Inférieure") während des Geosynklinalstadiums (Profil 1) — gleichzeitig mit zunehmender Mächtigkeit der burundischen Sedimente Absenkung und epi- (bis meso-) zonale Regionalmetamorphose speziell der Gesteine der "Unteren Serie" — Abschluß des Geosynklinalstadiums (Profil 2).
- Phase 2: (Profil 3) Burundische Orogenese mit der Abfolge von früh- bis syn-, spät- und postorogenen Granitintrusionen mit ihren Pegmatiten und hydrothermalen Gängen — z. T. mehrfache Überprägung der regionalmetamorphen Schiefer durch eine epi- bis katazonale Kontaktmetamorphose, welche im direkten Kontaktbereich mit den synkordant intrudierten früh- bis synorogenen Graniten in Formen der Ultrametamorphose bzw. Palingenese übergehen kann — Entstehung des Antiklinoriums im Bereich der Crête Zaire-Nil, untergliedert in kleine Syn- und Antiklinalstrukturen mit Hauptachsenrichtung ± N-S.
- Phase 3: Einebnung des burundischen Orogens (Profil 4) Ende Jura-Beginn Kreide Einsetzen der bruchtektonischen Vorgänge zur Bildung des "Western Rift".
- Phase 4: a) Absinken der Grabenzone (Prototrift) und Hebung der benachbarten Schollen im E (Horstbildung) an NS und NE-SW-Staffelbruchsystemen (Profil 5),

b) Aufsteigen von Magma aus tiefen Krusten-Mantel-Bereichen und Aufwölbung des Grabenbereichs um den Kivu-See.

Phase 5: (Profil 6) Durch die Aufwölbung weitere Bewegung der einzelnen Bruchschollen und Entstehung neuer Bruchsysteme, z. T. diametral zu den bestehenden Staffelbruchsystemen — sukzessive Entwicklung der vulkanisch aktiven Zonen von S-Kivu und allmähliches vollständiges bzw. teilweises Erlöschen des Vulkanismus — Talumkehr durch Herausheben und Verkippen einzelner Bruchschollen und Aufstauung des Kivu-Sees durch die Laven im N und S — Entwicklung des heutigen äußerst akzentuierten Reliefs.

# Teil B: Geologie und Tektonik der Nyabaronga-Mukungwa-Talsenke zwischen Gatumba und Ruhengeri, Nord-Rwanda

(Ergebnisse einer photogeologisch-tektonischen Untersuchung)

#### Zusammenfassung

Ein 55 km langer und 12,5 km breiter Abschnitt der Nyabarongo-Mukungwa-Talsenke in der Präfektur Ruhengeri/N-Rwanda wurde geologisch und photogeologisch untersucht und eine geologisch-tektonische Karte im Maßstab 1:50.000 hergestellt. Die Zone reicht vom Sn-Bergbauzentrum Gatumba im Süden bis nördlich der Stadt Ruhengeri.

Die Studie konnte eine N-S-verlaufende grabenartige Absenkung entlang von N-S-streichenden Staffelbrüchen zwischen den Ausläufern der Crête Zaire-Nil im Westen und dem Synklinalmassiv von Ndiza im Osten nachweisen. Durch die Auf- bzw. Abschiebungen in dieser schon im Präkambrium vorgezeichneten Absenkungszone entstand parallel zum heutigen "Western Rift" des Ostafrikanischen Grabenbruchsystems und wahrscheinlich gleichzeitig mit diesem ein "Protorift". Eine Schichtwiederholung in einzelnen Bruchstaffeln im westlichen Faltenschenkel der Synklinale von Ndiza ist die Folge. Eine spätere Ausweitung des "Western Rift" führte zu einer Einengung und zu einer Verkippung der ursprünglich nach E einfallenden Schichtpakete.

Bruchsysteme mit vorwiegend W-E- und SW-NE-Richtung sind auf die Weiterentwicklung, NE-Ausweitung und das Auftreten des Vulkanismus (Virunga) des "Western Rift" zurückzuführen. In ihnen fanden seitliche Verschiebungen und Verkippungen einzelner Schollen statt. Die Talinversion des Nyabarongo — dem ursprünglich nach N entwässernden Quellfluß des Nil — ist die Folge oben beschriebener Vorgänge.

#### Abstract

This geological and photogeological study of a zone of 55 km to 12.5 km extending from the city of Ruhengeri in the North to the tin-mining center of Gatumba in the South with the depression of the Nyabarongo-Mukungwa-valley in the center comprises a geological-tectonical map 1 : 50,000 of the studied area.

A N-S trending rift like depression parallel to N-S faults en échelon between the eastern slope of the Crête Zaire-Nil in the West and the massif of the syncline of Ndiza in the East, which is followed by the rivers Nyabarongo and Mukungwa was observed. This protorift like structure with its faults en échelon formed parallel and most probably at the same time as the protorift of the western part of the East African Graben, the "western rift". Parts of the metasediments, especially the layers of orthoamphibolite, of the lower "Série Inférieure" of the Burundian appear repeatedly from W to E within the western limb of the syncline of Ndiza. The younger process of extension in the western rift led to a shortening and tilting of some of the tectonic blocs of metasediments changing the dip from originally eastward to vertical or westward.

Fault systems with mainly W-E and SW-NE trending directions originate in the further developpement, NE-extension and the volcanic activity (Virunga) of the western rift.

The inversion of the valley of Nyabarongo — one of the main sources of the Nil — originally directed to the North, is the result of the described tectonic processes.

#### Résumé

L'aire d'une étude détaillée géologique et photogéologique dans la préfecture Ruhengeri/ N-Rwanda comprend une zone de 55 km de longeur et de 12,5 km de largeur de la depression des vallées Nyabarongo et Mukungwa. La carte géologique et tectonique qui fût établie s'étend du district de mines d'étain de Gatumba au Sud jusqu'à la ville de Ruhengeri au Nord.

L'étude photogéologique-tectonique a découvert une structure de fossé avec de failles en échelon d'une direction N-S entre les contreforts de la Crête Zaire-Nil à l'Ouest et le massif synclinale de Ndiza à l'Est. Gette structure est suivie par les rivières Nyabarongo et Mukungwa. Ce fossé, déja prédessiné par la tectonique précambrien s'est développé comme »protorift« en même temps et en direction parallele à la branche occidentale du fossé de l'Afrique Orientale, le »western rift«. Les failles en échelon ont créé de l'Ouest à l'Est dans le flanc Ouest de la synclinale de Ndiza une répetition des unités lithologiques spécialement de l'orthoamphibolite de la base de la Série Inférieure Burundienne. Un resserrement de la zone par l'extension du »western rift« a produit un basculement des schistes d'une pente originale vers l'Est.

La génèse des systèmes de failles d'une direction préferée de W-E et SW-NE peut être attaché au développement continu, à l'extension NE et à l'ascension du magma volcanique de la Virunga dans le »western rift«.

L'inversion de la vallée de Nyabarongo — une des sources principales du Nil — avec un écoulement original vers le Nord est le résultat de si-decrits processus tectoniques.

#### 1. Einleitung

Die photogeologischen Untersuchungen und geologischen Geländearbeiten für die vorliegende Abhandlung über die Tektonik der Zone der Nyabarongo-Mukungwa-Talsenke im nördlichen Rwanda wurden vom Verfasser in den Jahren 1976/77 am Service Géologique du Rwanda durchgeführt. Die Ergebnisse wurden 1977 in einem unveröffentlichten Bericht am Geologischen Dienst in Kigali/Rwanda niedergelegt (H. KLOB, 1977 c)

Zur Erstellung der tektonischen Karte 1:50.000 (Tafel II.) wurden die Luftbildserie RWA 71/517 con/4-37 (1974) und ältere Karten und Notizen aus dem Archiv des Service Géologique (A. BERTOSSA & V. PETRICEC, J. GERARDS, 1965) und der SOMIRWA (alle unveröffentlicht) sowie eigene Kartierungsunterlagen verwendet.

#### 2. Geographie, Morphologie

Das 55 km lange und ca. 12,5 km breite Untersuchungsgebiet erstreckt sich entlang der Nyabarongo-Mukungwa-Talsenke von 1° 28' bis 2° südliche Breite und 29° 36' bis 29° 43' E von Greenwich. Es liegt im zentralen Bereich der Präfektur Ruhengeri/N-Rwanda. Im Süden schließt es den Hauptbereich der pegmatitischen Zinn-Provinz von Gatumba ein und reicht im Norden bis zur Stadt Ruhengeri.

Der morphologisch äußerst bedeutsame Talzug Nyabarongo-Mukungwa ist N-S-orientiert und liegt im Zentrum des Untersuchungsgebietes. Der südliche Teil dieses Talzuges, das Nyabarongotal, entwässert nach Norden, der nördliche Teil, das Mukungwatal, in Richtung Süden. An der Stelle der Einmündung des Mukungwa in den Nyabarongo ca. 25 km südlich von Ruhengeri ändert der Nyabarongo mehr oder weniger abrupt seine Fließrichtung von N nach E und wenig später SE. Der Grund für dieses Ablenken von der ursprünglichen, nach N gerichteten Entwässerung liegt in einer Talinversion im N, im Bereich des heutigen Mukungwa, welche durch die vulkanischen und tektonischen Vorgänge im Bereich des "Western Rift" (Abb. 4) — Zone der Virunga-Vulkane — hervorgerufen wurde.

Im Westen des z. T. durch steile Talflanken gekennzeichneten Nyabarongo-Mukungwa-Tales befinden sich die Ausläufer des Gebirges der Crête Zaire-Nil mit ihren ausgedehnten Granitintrusionen (vgl. Teil A). Im Osten erhebt sich ein Bergrücken mit Höhen bis zu 2000 m, genannt das Massiv von Ndiza.



4 Die Vulkanzone der Virunga ₽. NW-Rwanda (nach Ŀ. Antun 8 ۲ Magnee, 1971).

269

Dank der ausgedehnten Bergbautätigkeit vor allem im Süden, im Bereich des Sn-Distrikts Gatumba, ist das Gebiet sehr gut zugänglich und die steil abfallenden Geländeformen, in die Berge eingeschnittene Verkehrswege und die Bergbaue selbst bieten gute Aufschlußverhältnisse.

Die Hauptverbindung zwischen den Präfekturen Ruhengeri und Gitarama (Mittel-Rwanda) verläuft zum Großteil entlang des Nyabarongo und Mukungwa. Soweit das Land noch unbewohnt und nicht kultiviert ist, findet man Grasland mit einzelnen Baum- und Buschgruppen und Eukalyptuswälder.

#### 3. Geologischer Aufbau

Im Untersuchungsgebiet konnten drei lithologische Einheiten festgestellt werden (Tafel II.):

- a) Die Serie präkambrischer Metasedimente des Unteren Burundien mit Lagen basischer Intrusiva (Amphibolite),
- b) spät- und postorogene Granitintrusionen und ihre Pegmatite und
- c) vulkanische Laven der Virungakette (tertiär bis rezent).

A d a): Die stratigraphische Einordnung der präkambrischen Schiefer einer mehr oder weniger monotonen Abfolge pelitischer und psammitischer Metasedimente — erfolgte mit Hilfe des geologisch und auch morphologisch bedeutsamen Leithorizonts im unteren Abschnitt der "Série Inférieure" des Burundien, dem Quarzit von Nduba (frühere Benennung: Quarzit von Masimero nach J. GERARDS, 1965), der am östlichen Rand des Untersuchungsgebiets im Massiv von Ndiza zusammen mit jüngeren kristallinen Schiefern den Faltenkern einer Synklinale bildet (J. GERARDS, 1965). Der durchschnittliche Verlauf der Faltenachse liegt N-S bis NNE-SSW.

Diese Synklinalstruktur wird 25 km südlich von Ruhengeri tiefgreifend vom dort nach E abgelenkten Nyabarongotal unterbrochen, welches nach seinem Umschwenken einem System von W-E- und NW-SE-Störungen folgt.

In dem tektonisch sehr stark untergliederten Gebiet westlich der Synklinale von Ndiza (westlicher Faltenschenkel) tritt die unter dem Quarzit von Nduba liegende Serie pelitischer und arenitischer Schiefer mit den graphitischen Schiefern der Basis des Unteren Burundien ("Untere Serie") auf (J. GERARDS & J. LEPERSONNE, 1964, p. 19). Zwei bedeutsamere Bänder von Quarzit konnten in der relativ quarzitreichen Serie unterschieden werden. Es sind dies wahrscheinlich die stratigraphischen Äquivalente der Quarzite von Rutongo und Kizanze.

Im stratigraphischen Niveau dieser beiden Quarzite kann man häufig eine Lage, selten mehrere verschieden mächtige Linsen basischer Intrusiva in Synkordanz mit den umgebenden kristallinen Schiefern beobachten. Einzelne kleine Linsen dieser basischen Gesteine finden sich auch noch in etwas höheren stratigraphischen Horizonten am W-Abhang des Massivs von Ndiza. Die Frage der Genese und Zusammensetzung dieser Gesteine soll in einer weiteren Arbeit erörtert werden (H. KLOB, 1979).

A d b) : Die (spät- und) postorogenen Granite treten nach J. GERARDS (1965, p. 38) in großen Massen vorwiegend im Westen im Bereich der Crête Zaire-Nil (vgl. Teil A), in geringer Ausdehnung auch im untersuchten Gebiet in der Gegend von Gatumba und im NW südlich von Ruhengeri auf. Ihre Ausbildung ist meist stark pegmatoid. Von geologischer und wirtschaftlicher Bedeutung ist jedoch die pegmatitische-pneumatolytische Ganggefolgschaft der postorogenen Granite. Die Erz-Pegmatite (Sn, Nb/Ta, Be, ...) treten hauptsächlich im weiteren Umkreis des Bergbauzentrums Gatumba auf und nehmen nach N hin an Häufigkeit und Erzgehalt ab. Sie durchschlagen meistens mehr oder weniger parallel zum Streichen diskordant die präkambrischen Schiefer, sehr häufig auch die Lagen der Orthoamphibolite (Gatumba-Süd). Sie werden auf Cassiterit, Columbit und fallweise Bervll und Amblygonit abgebaut, enthalten aber oft auch in nicht bauwürdigen Mengen verschiedene Fe-Mn-Mg-Phosphate, gediegen Wismuth, Uran-Glimmer und Wolframit. Mineralogische Untersuchungen an Zinnkonzentraten aus der Erzanreicherungsanlage von Gatumba ergaben Hinweise auf eine Scheelit-Führung einzelner Pegmatite der Region. Pyrit, Zirkon, Topas und blauer und gelber Apatit sind häufige Akzessorien. Eine starke Kaolinisierung ermöglicht den Abbau mit einfachen Mitteln zum Großteil im Tagebau. Im Liegenden des Quarzits von Nduba erreichen die erzführenden Pegmatite die größte Ausdehnung und Häufigkeit.

A d c): Die vulkanischen Laven der Virunga-Vulkane, im speziellen aus dem Einflußbereich der Zentralvulkane Sabinyo und Visoke, haben im N des untersuchten Gebiets das Becken des "Western Rift" bei Ruhengeri aufgefüllt. Mehrere Lavaströme haben auch die Senke des Mukungwa-Tales, das südlich von Ruhengeri nach Norden zu eine beckenartige Ausweitung erfährt, erreicht und sind teilweise bis knapp an die Einmündung des Mukungwa in den Nyabarongo vorgedrungen. Bei diesen Laven handelt es sich vor allem um Vulkanite einer kivitisch-uganditischen Zusammensetzung (P. ANTUN & L. MAGNEE, 1971). Lavaströme, welche z. T. von den oben erwähnten kivitisch-uganditischen Vulkaniten überdeckt werden und speziell im NW, im Bereich der beckenartigen Ausweitung des Mukungwa-Tales auftreten, haben trachytisch-banakitische Zusammensetzung. Die Trachyte-Banakite stammen vom höchsten Zentralvulkan der Virunga, dem Karisimbi (4507 m).

Die hohe Porosität der Vulkanite und Hohlräume zwischen einzelnen Lavaströmen bewirken im nördlichen, breiten Teil des Mukungwa-Tales ein zeitweiliges Versiegen und Wiederauftauchen einzelner Flußläufe, speziell während der Trockenzeiten.

Das Auftreten einiger Vorkommen und bauwürdiger Lager von Travertin (Quelltuffe oder -kalke) im Bereich der Randzone des präkambrischen Grundgebirges zum "Western Rift" ist äußerst CO<sub>2</sub>- und Ca-reichen, an Störungen auftretenden Thermalquellen zuzuschreiben, von denen viele heute noch aktiv sind (z. B. südlich von Ruhengeri, H. KLOB, 1977). Sie werden z. T. zur Kalkgewinnung abgebaut.

#### 4. Photogeologie und Tektonik

An Hand der Luftbilder aus dem Jahr 1974 wurde eine Karte des Fluß- und Straßennetzes des Untersuchungsgebietes im Maßstab 1 : 50.000 hergestellt und die photogeologische und tektonische Analyse durchgeführt (Tafel II.). Diese detaillierte Untersuchung hat ein komplexes System von Photolineationen, vergleichbar dem des Gebietes von Gisenyi (Tafel I.) ergeben. Im Verein mit eigenen Feldbegehungen und der Information aus älteren Berichten, Karten und geologischen Skizzen (z. B. A. BERTOSSA & V. PETRICEC) konnten diese Photolineationen zum Großteil als Störungen interpretiert werden. Eine diagrammmäßige Auswertung in Form von Kluftrosetten des Streichens dieser Störungen zeigt Abb. 5; zur Feststellung bestimmter Tendenzen im Verlauf der Störungen wurde das Untersuchungsgebiet in eine nördliche, eine mittlere und eine süd-



Abb. 5. Auswertung der verschiedenen Streichrichtungen der Bruchsysteme im Raum Gatumba-Ruhengeri (Nyabarongo-Mukungwa-Talsenke). 1. Gesamtzone, o. l., 2. Nordteil, o. r., 3. Mittelteil, u. l., 4. Südteil, u. r.

272

liche Zone unterteilt. Als eindeutig bedeutendste — im geologischen, tektonischen und morphologischen Sinn — ist die Richtung N—S  $\pm 20$ —30° anzusehen. Sie wird von einem zwischen den Ausläufern der Crête Zaire-Nil im Westen und dem Synklinalmassiv von Ndiza im Osten, im Bereich des westlichen Faltenschenkels dieser Synklinale entstandenen Staffelbruchsystem repräsentiert. Dieses ist in genetischem Zusammenhang mit der Bildung des "Western Rift" im N und NW zu sehen. Auf- bzw. Abschiebungen an den Staffelbrüchen haben zur Bildung der grabenartigen Senke des Nyabarongo-Mukungwa-Tales geführt. Durch die Entstehung der zahlreichen Bruchstaffeln kam es zu einer mehrmaligen Wiederholung einzelner stratigraphischer Horizonte des Unteren Burundien im westlichen Faltenschenkel der Synklinale von Ndiza (z. B. Horizont mit der Einlagerung von Orthoamphibolit und den Quarziten von Rutongo und Kizanze) (Tafel II.).

Wie schon im Arbeitsgebiet Gisenyi (vgl. Teil A) konnte auch hier ein Zusammenhang zwischen alten präkambrischen Sedimentations- und Faltungsstrukturen — die Hauptstreichrichtung im Untersuchungsgebiet verläuft mehr oder weniger N—S, ebenso die Hauptfaltenachsen — und jungen tektonischen Linien im Bereich des Ostafrikanischen Grabenbruchsystems beobachtet werden. Ahnliche Beobachtungen wurden auch von B. C. KING (1970) und anderen Autoren gemacht.

Die Staffelbrüche mit N-S-Verlauf, welcher dem generellen Trend des "Western Rift" entspricht, erweisen sich im Verband mit Störungen anderer Richtungen als relativ ältestes Element, entstanden in der Zeit der Ausbildung eines bzw. mehrerer zueinander mehr oder weniger paralleler Protorifts (vgl. Teil A, Kap. 3.2.). Eines davon erfuhr im Westen in der Kivu-See-Region eine Weiterentwicklung zum heutigen "Western Rift" mit seiner vulkanotektonisch bedingten Aufwölbungszone, und entlang der heutigen Vulkankette der Virunga bildete sich eine Ausweitung des Grabens in nordöstlicher Richtung. Das Protorift der Nyabarongo-Mukungwa-Talsenke blieb hingegen mehr oder weniger im Urstadium erhalten. Als jüngerer Bewegungsvorgang entlang der N-S-Staffelbrüche ist stellenweise lediglich eine Schollenverkippung festzustellen, hervorgerufen durch seitliche Einengung der Zone infolge der Ausweitung des "Western Rift".

Die vulkano-tektonischen Vorgänge in dieser NE Ausweitung des westlichen Grabenbereiches folgten im wesentlichen SW-NE-, in geringem Maß W-E-Lineamenten. Ihr bruchtektonischer Einfluß ist bis in die Region südlich von Gatumba deutlich (Tafel II.). Die Entstehung W-E- bis SW-NE-gerichteter Störungen, die man als zweitbedeutende tektonische Elemente (Abb. 5) im Untersuchungsgebiet bezeichnen kann, sind auf die jüngeren tektonischen Prozesse im Grabenbereich der Virunga zurückzuführen. Wie auch schon im Raum Gisenyi beobachtet, ist die Bewegungsrichtung der N-S-Bruchstaffeln vertikal, entlang aller anderen Verwerfungen fand hauptsächlich eine seitliche, horizontale Versetzung der einzelnen Bruchschollen statt.

Während im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes der Einfluß der nahen Grabenzone hinsichtlich Häufigkeit und Streuung der Richtung der Brüche

7

(Abb. 5) in den Störungsrosetten deutlich zum Ausdruck kommt, zeigt der mittlere Abschnitt eine klare Trennung von einer ausgeprägten N-S- und einer zweiten  $\pm$ W-E-Richtung. Die relativ starke Streuung der Bruchverläufe im südlichen Teil ist wohl teilweise auf das allmähliche Auslaufen der grabenbruchartigen Strukturen gegen Süden zu zurückzuführen.

Die Talumkehr des ursprünglich nach Norden-entwässernden Nyabarongo (Hauptquellfluß des Nil) erfolgte durch die Unterbrechung des Flußlaufes in der Virunga-Grabenzone, zum Großteil durch die mächtigen, schrittweise nach Süden vordringenden Lavaströme der Zentralvulkane, zu einem geringen Teil wohl auch durch eine Verkippung des nördlichen Bruchschollenverbandes, hervorgerufen durch Hebungen in der nördlich gelegenen Vulkan- bzw. Grabenzone. Diese Talumkehr führte schließlich 25 km südlich von Ruhengeri zum Durchbruch des Nyabarongo durch das Massiv von Ndiza entlang einer W-Eund später NW-SE-Störung. Ein großer Teil der mächtigen Alluvionen des Nyabarongo entstand ebenfalls durch diese Talumkehr. Eine Zunahme der Flußsedimentmächtigkeit in jüngster Zeit ist auf die rege Bergbautätigkeit im Raum Gatumba zurückzuführen.

### 5. Ergebnisse

Auf Grund der detaillierten geologischen und photogeologischen Studie im Raum der Nyabarongo-Mukungwa-Talsenke in N-Rwanda konnte parallel zum westlichen Abschnitt des Ostafrikanischen Grabenbruchsystems, dem "Western Rift", eine mit diesem wahrscheinlich gleichzeitig entstandene Grabenstruktur, eine Art "Protorift", nachgewiesen werden. Sie befindet sich östlich der Ausläufer der Crête Zaire-Nil und westlich des Synklinalmassivs von Ndiza, im Bereich des westlichen Faltenschenkels dieser Synklinale. Die Absenkung entlang von Staffelbrüchen mit der Streichrichtung N-S klingt nach Süden zu durch Auffiederung der Brüche in verschiedenste Richtungen aus. Nach Norden hin ist eine zunehmende, beckenartige Ausweitung dieses Grabens bis in den Raum von Ruhengeri (ca. 6 km) zu beobachten. Durch die quer dazu SW-NE-verlaufende jüngere Ausweitung des "Western Rift" im Bereich der Virunga und die anschließende Auffüllung der Grabenzone mit vulkanischen Laven wurde das alte Protorift-Tal des Nyabarongo in seinem weiteren Verlauf nach Norden unterbrochen. W-E- und SW-NE-streichende Störungen im Untersuchungsgebiet sind auf die Weiterentwicklung des "Western Rift" und auf dessen tektonischen Einfluß auf die Randgebiete zurückzuführen.

Das N-S-Streichen der Staffelbrüche entspricht dem Streichen der im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen unterburundischen Gesteinsserie (Basis der "Série Inférieure" des Burundien). Die N-S-Bruchstrukturen dürften schon in spät- bis postorogener Zeit, im Verlauf der Intrusionen spät- bis postorogener Granite in die Basis der burundischen Metasedimente im westlichen Faltenschenkel der Synklinale von Ndiza, vorgezeichnet worden sein.

An dieser schon im Präkambrium vorgezeichneten Schwächezone bildete sich im Zuge der grabenbruchtektonischen Vorgänge in Ostafrika eine grabenartige Absenkung. Die Ausweitung und Weiterentwicklung des sich 45 km weiter im Westen befindenden Grabens des "Western Rift", verbunden mit Aufwölbung und Vulkanismus, führte zu einer Einengung der Absenkungszone Nyabarongo-Mukungwa und damit zu einer erneuten Bewegung entlang der N-S-Brüche einschließlich der Verkippung einzelner Bruchstaffeln. Die ursprünglich nach E einfallenden Schichtpakete, welche sich in den Bruchstaffeln der Absenkungszone z. T. wiederholten, wurden dabei steil gestellt bzw. zeigen sogar ein Einfallen nach W, wodurch bei oberflächlicher Betrachtung des Schichtverbandes fallweise der Eindruck von Faltenstrukturen entstehen kann.

#### Literatur

- ADERCA, B.: Un cas de boudinage à grande échelle: La mine de Rutongo au Rwanda. Ann. Soc. Géol. Belg. 80, B 279—285, Liège, 1957.
- AGASSIZ, J. F.: Carte géologique de la région du territoire de Kisenyi, 1 : 20.000 (inédite). Arch. du Serv. Géol. Rwanda, Kigali, 1959.
- ANTUN, P. & MAGNEE, L.: Champ volcanique de Virunga 1 : 150.000, Carte géologique du Rwanda, Feuille Ruhengeri Nord. — Inst. Milit. de Belg., 1971.
- BERTOSSA, A.: Geologisch-erzlagerstättenkundliche Notiz über Rwanda. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 3, 5—18, Ruhengeri, 1966.
- BERTOSSA, A. & PETRICEC, V.: Levés géologiques parallèles aux routes dans la région entre Gatumba et Ruhengeri. — Cartes non publiées, Arch. Serv. Géol. Rwanda, Kigali.
- CAHEN, L.: Etat de la géochronologie du Rwanda. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 1, 35—38, Ruhengeri, 1964.
- CAHEN, L. & LEPERSONNE, J.: The Precambrian of the Congo, Rwanda and Burundi. In: RANKAMA (ed.), The Precambrian 3. Intersc. Publ., Div. of J. Wiley & Sons Inc. New York—London—Sidney, 1967.
- CORMINBOEUF, P.: La Mine de Busoro. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 4, 11, Ruhengeri, 1967-68.
- CORMINBOEUF, P.: Notes du terrain pour l'établissement de la carte géologique de Gisenyi à l'échelle 1 : 50.000 (inédites). Arch. Serv. Géol. Rwanda, Kigali, 1967-75.
- CORMINBOEUF, P.: Note préliminaire sur le granite dans le NW de la Préfecture Gisenyi. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 5, 13, Ruhengeri, 1969 (a).
- CORMINBOEUF, P.: Le gisement de colombo-tantalite, de cassitérite et de béryl de Burusha (Préfecture de Gisenyi). — Bull. Serv. Géol. Rwanda, 5, 18, Ruhengeri, 1969 (b).
- DECROLIER, R.: La mine de Lutsiro, Carte inédite, 1 : 10.000. SOMIRWA, Kigali, 1954.
- De Trev, M.: Etude de la mine de wolfram de Bugarama (Ruanda). Rapp. Remina, inédit, 16 p., Bukavu, 1957.
- DE TREY, M.: Mines de wolfram de Bugarama (Rwanda). Rapp. Cométain, inédit, 10 p., Bruxelles, 1970.
- DIXEY, F.: Erosion and tectonics in the East African Rift System. Qu. Journ. Geol. Soc. London, 102, 339-388, 1946.
- FONTAINE, C.: La mine de Lutsiro, carte inédite, 1 : 10.000. SOMIRWA, Kigali, 1948.
- FONTAINE, C.: La mine de Sebeya, carte inéd., 1:10.000. SOMIRWA, Kigali, 1949 (a).
- FONTAINE, C.: idem, 1949 (b).
- FONTAINE, C.: La mine de Lutsiro, carte inéd., 1 : 10.000. SOMIRWA, Kigali, 1949 (c).
- FRISCH, W.: Die Zinn-Wolfram-Provinz in Rwanda, Zentralafrika, aus montangeologischer Sicht. — Erzmetall, 24, H 12, 593—600, Stuttgart, 1971.
- FRISCH, W.: Die Wolfram-Lagerstätte Gifurwe (Rwanda) und die Genese der zentralafrikanischen Reinit-Lagerstätten. – Jb. GBA, Bd. 118, 119–191, Wien, 1975.
- GERARDS, J.: Géologie de la région de Gatumba. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 2, 31—42, Ruhengeri, 1965.
- GERARDS, J.: Acquisition récentes rélatives à la géologie du Rwanda. Rapp. ann. 1965, Sect. Géol., Min. et Pal., Mus. Roy. Afr. Centr., 65—68, Tervuren, 1966.
- GERARDS, J.: A propos des granites et gneiss antéburundien de Nyamirama et Rutare rwa Munanira. — Bull. Serv. Géol. Rwanda, 5, 22-34, Ruhengeri, 1969.

- GERARDS, J. & LEDENT, D.: Grands traits de la géologie du Rwanda, différents types de roches granitiques et prémières données sur les âges de ces roches. — Ann. Soc. Géol. Belg. T 93, 477-489, Liège, 1970.
- GERARDS, J. & LEPERSONNE, J.: La stratigraphie du Burundien dans le NE du Rwanda et les régions avoisinantes. Bull. Sev. Géol. Rwanda, 1, 13—34, Ruhengeri, 1964.
- GERARDS, J. & WALEFFE, A.: La série inférieure du Burundien au Rwanda et au Burundi. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 3, 41—42, Ruhengeri, 1966.
- KING, B. C.: Vulcanicity and rift tectonics in East Africa. In: CLIFFORD, T. N. & GASS, I. G. (ed.): African magmatism and tectonics. Edinburgh, Oliver & Boyd, 263-283, 1970.
- KLOB, H.: Les roches vertes de Gatsibo. Rapp. inéd., Serv. Géol. Rwanda, Kigali, 1976 (a).
- KLOB, H.: Recherche des Amphibolites IV: La zone Kayonza-Kagitumba. Rapp. inéd., Serv. Géol. Rwanda, Kigali, 1976 (b).
- KLOB, H.: Géologie, tectonique et pétrographie de la région de Gisenyi (feuilles S2/29 SW2 et SW4), annexe à la carte géologique de Gisenyi N et S à l'échelle 1 : 25.000. Rapp. inéd. Serv. Géol. Rwanda, Kigali, 1977 (a).
- KLOB, H.: Endbericht: Projekt EH 458 der Österreichischen Technischen Hilfe Aufbau des Geologischen Dienstes von Rwanda (1973—77), Wien (unveröff.), 1977 (b).
- KLOB, H.: Etude photogéologique d'une zone entre la région de Gatumba au Sud et Ruhengeri au Nord (zone des vallées de Nyabarongo et Mukungwa), Carte géologique-tectonique 1 : 25.000. — Rapp. inéd. Serv. Géol. Rwanda, Kigali, 1977 (c).
- KLOB, H.: Les gisements de Travertin au Sud de la ville de Ruhengeri dans la vallée de Kigombe. — Rapp. inéd., Serv. Géol. Rwanda, Kigali, 1977 (d).
- KLOB, H.: Geologie und Petrologie basischer Intrusiva ("roches vertes") im präkambrischen Grundgebirge Rwandas/Afrika. — In Vorbereitung Verh. GBA, Wien, 1979.
- LHOEST, A.: Les différents types de filons de la concession Somuki à Rutongo (Ruanda). Ann. Soc. Géol. Belg. 80, B 503—530, Liège, 1957.
- LHOEST, A.: Note préliminaire sur la géologie de la région Kigali-Rutongo dans le Ruanda. Bull. Soc. Géol. Belg. 66, 2, 190—198, Bruxelles, 1958.
- LHOEST, A.: Quelques observations morphologiques sur le Rwanda. Ann. Soc. Géol. Belg. T 82, B 307—314, Liège, 1959.
- MAGNEE, I. & ADERCA, B.: Contribution à la connaissance du Tungsten-belt ruandais. Acad. roy. Sci. Outre-Mer, Cl. Sci. Nat. Méd., Mém. 8., nelle. sér. 11/7, 1—56, Bruxelles, 1960.
- McCONNEL, R. B.: East African Rift System dynamics in view of Mesozoic apparent polar wander. — Journ. Geol. Soc. vol 134/I, 33, London, 1977.
- MONTEYNE-POULAERT, G., DELWICHE, R. & CAHEN, L.: Ages de minéralisations pegmatitiques et filoniennes de Rwanda et Burundi — Bull. Soc. Géol. Belg., Pal. et Hydr., 71, 2, 210, Bruxelles, 1962.
- PEETERS, L.: Contribution à la géologie des terrains anciens du Ruanda-Urundi et du Kivu. Ann. Mus. Roy. Congo-Belge, 8, Sc. géol., vol. 16, Tervuren, 1956.
- PETRICEC, V.: Contribuation à la géologie des contreforts NE de la Crête Congo-Nil. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 3, 21, Ruhengeri, 1966.
- PETRICEC, V.: Pegmatite von Rwanda. Ges. Deutsch. Metallhütten Bergleute, 19, 101–107, Clausthal-Zellerfeld, 1967.
- POHL, W.: Geologie und Lagerstätten Rwandas (Zentralafrika). Berg-Hüttenm. Mh. Jg. 120, H. 6, 244—252, Springer, Wien, 1975.
- POHL, W.: Die tektonische Kontrolle der Zinn-Gänge von Rutongo, Rwanda (Afrika). Mitt. Ust. Ges. Geol. 68, 89—107, Wien, April 1978, 1975.
- POHL, W.: Géologie de la mine de Bugarama et des ses environs (Rwanda, Afrique). Bull. Serv. Géol. Rwanda, Ruhengeri, 8, 13—42, 1975.
- ROLLAND, L.: Ensemble de gisements des mines de Lutsiro et Sebeya 1:20.000, inéd. SOMIRWA, Kigali, 1954.
- Rolland, L.: Mines Cyogo, Mulegeya et Karbona, 1:20.000 (inéd.). SOMIRWA, Kigali, 1956.
- Rolland, L.: Groupe de Lutsiro, 1 : 20.000 (inéd.). SOMIRWA, Kigali, 1967.

- SLATKINE, A.: Note sur les gisements primaires de cassitérite de la région de Lutsiro. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 3, 47—56, Ruhengeri, 1966.
- SLATKINE, A.: Aspects structureaux de la minéralisation stannifère du Rwanda. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 4, 47—92, Ruhengeri, 1967/68.
- STEINER, M. B.: Mesozoic apparent polar wander and Atlantic plate tectonics. Nature 254, 107-109, London, 1975.
- VARLAMOFF, N.: Types de gisements de cassitérite du Maniema et Rwanda. Congr. 50è anniv. C.S.K. II, 409-431, 1950.
- VARLAMOFF, N.: Matériaux pour l'étude des pegmatites du Congo-Belge et du Rwanda-Urundi. Première note: Répartition des types de pegmatites autour de la partie NW du grand massif granitique de Nyanza (Ruanda, Afrique). — Ann. Soc. Géol. Belg. 78, Fasc. spéc. 1/21, Liège, 1955.
- VARLAMOFF, N.: Les gisements de tungstène au Congo belge et au Ruanda-Urundi. Matériaux pour l'étude de leur géologie et de leur classification. — Acad. roy. Sc. col. Sc. nat., méd., Mém. in-8, nelle sér., VIII, 2, 72, Bruxelles, 1958.
- VARLAMOFF, N.: Matériaux pour l'étude des pegmatites du Congo belge et du Ruanda-Urundi, 3ème note. — Ann. Soc. Géol. Belg. 84, 169—177, Liège, 1961 (a).
- VARLAMOFF, N.: idem, 4ème note: Pegmatites à amblygonite et à spodumène et pegmatites fortement albitisés à spodumène et à cassitérite de la région de Katumba (Ruanda). — Ann. Soc. Géol. Belg. 84, 257—278, Liège, 1961 (b).
- VARLAMOFF, N.: Transitions entre les filons de quartz et les pegmatites stannifères de la région de Musha-Ntunga (Ruanda). Ann. Soc. Géol. Belg. 92, 193—213, Liège, 1969.
- VARLAMOFF, N.: Classification des gisements d'étain. Acad. roy. Sc. Outre-Mer 19, 1—63, Bruxelles, 1975.
- VERNON-CHAMBERLAIN, V. E. & SNELLING, N. J.: Age and isotope studies on the Arena-granites of SW-Uganda. M. roy. Afr. Centr., Ann. Sci. in 8° Sc. Géol. 73, Tervuren, 1972.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. August 1978.

### ANHANG

### Liste der im Raum des Kartenblattes Gisenyi (Tafel I) petrographisch untersuchten Gesteinsproben und deren mineralogische Zusammensetzung.

Abkürzungen:

Mi	Mikroklin			
Р	Plagioklas::	Ab	Albit	
	•	01	Oligoklas	
		And	Andesin	
		La	Labradorit	
		By	Bytownit	
		Ån	Anorthit	
Q	Quarz			
Bi	Biotit			
Chl	Chlorit			
Mu	Muscovit			
Se	Sericit			
Ta	Talk			
Am	Amphibol:	Ak	Aktinolith	
	•	Ho	Hornblende	
Срх	Klinopyroxen (Di Diopsid)			
Chi	Chiastolith			
Co	Cordierit			
D	Disthen			

- G Granat
- Si Sillimanit
- St Staurolith
- Ap Apatit
- Ca Calcit
- Ep Epidot
- Gr Graphit
- Hä Hämatit
- Kz Klinozoisit
- MO opake Minerale
- Mt Magnetit
- Py Pyrit
- T Turmalin
- Ti Titanit
- Xe Xenotim
- Zi Zirkon

Die Probennummern entsprechen den Angaben in der Tafel I.

- 55: Mittelkörniger Granit (Mi > Ol korrod., Q, Bi, Mu, Ap, Zi)
- 57: Feinkörniger Granit (Mi > Ol, Q, Bi, Mu, Ap, Ti, Zi)
- 65: Grobkörniger Granit (Ol, Mi, Q, Bi, Mu, Ap, Zi)
- 66: wie 65
- 67: Glimmerschiefer mit G und Wechsellagerung von Bi- und von Mu-reichen Schichten, Adern von Q (und Mi)
- 68: Feinkörniger, vergneister Granit (wie 65, Ol stark verändert)
- 69: wie 68
- 70: Feinkörniger Granitgneis (leicht porphyrisch: Mi, Ol zonar, Q, Bi, (Mu), Ap, Zi)
- 71: Feinkörniger Granit (wie 65)
- 72: wie 68
- 73: Glimmerschiefer (Wechselfolge dünner Lagen von Q und von Bi > Mu, Zi, Ap)
- 75: Grobkörniger Granit, porphyrisch (wie 65, Einsprenglinge von Mi)
- 76: Tektonische Breccie (Fragmente von Gangquarz, Pegmatit und feink. Bi-Mu-Granit, Matrix Q und Limonit)
- 77: Graphit-Phyllit (Se, Gr, Linsen von Q und Mu, Quer-Bi, MO)
- 78: Gangquarz
- 80: Pegmatite mit Mu und wenig Bi
- 81: Feinkörniger Quarzit (Q, Bi, Mu, Ap)
- 82: G-Mu-Schiefer mit Spuren von Bi, Linsen und Adern von Q, (Mi)
- 83: Mu-Schiefer, mittelkörnig, mit Bi, T
- 84: Schriftgranit
- 85: Mu-Schiefer im Kontakt mit Pegmatit (feink. Mu und Quer-Mu, Linsen von Q)
- 86: Gangquarz mit Mu
- 87: Turmalinit mit wenig Q
- 88: Q-Turmalinit
- 92: Gangquarz mit Rutil
- 93: Pegmatit (Q, Mi, Ol, Ap, Zi)
- 94: Gangquarz mit T
- 95: Glimmerschiefer, gefältelt (Bi von Mu z. T. verdrängt, Nester von Se, Q und Co)
- 96: Aplite
- 98: Se-Quarzit (selten Xenoblasten von Ab)
- 99: Mittelkörniger Quarzit, stark limonitisiert
- 100: Gangquarz, breciiert und von Q-Lösungen verfestigt
- 101: Mittelkörniger Granit, porphyrisch (Bi > Mu, Mi, Ol, Q, Ap, Zi)
- 102: Feinkörniger Amphibolit (zonarer And-La, grüne Ho, Q mikrokrist. in Nestern, Ap, Bi, MO, Zi)

- 103: Mu-Schiefer (Q, Mu, T)
- 104: Glimmerschiefer mit Lagen und Linsen von Q, gefältelt (Q, Bi, Nester mit Bi, D Si; T, MO)
- 105: Gangquarz, brecciiert, Spuren von Mu und Bi
- 107: Gangquarz mit Spuren von T
- 108: Quarzit mit wenig Bi und Mu
- 109: Amphibolit (porphyr. And-La, zonar, zersetzt, Matrix: And, grüne Ho, z. T. von Bi verdrängt, Zi, Ap, Ti)
- 111: Aplit (Mi, Ol, Q, T, Zi, Ap)
- 112: Paragneis (Q, Ol, Mi, Mu-reiche dünne Lagen mit Spuren von Bi; Ap, MO, Zi)
- 113: Amphibolit, deutlich geschiefert (Matrix aus blau-grün-gelb. Ho, G, Q, Ab, MO)
- 114: Pegmatite mit Spuren von Bi, blauer T
- 115: Gangquarz mit T
- 116: Glimmerschiefer (Lagen von Q, Mu, z. T. reich an Bi, wenig T, Bi z. T. geblichen, in Aggregate von D-Si übergehend)
- 117: Glimmerschiefer (Lagen von Mu mit wechselnder Menge von Q, Quer-Bi, grüner T, Zi, MO)
- 118: wie 104 (Bi von D und Si verdrängt)
- 119: Glimmerschiefer (Q, Mu, G limonitisiert, T)
- 120: Pyroxenit (Di, in Zwickel La-By, Ti)
- 124: Glimmerschiefer (Lagen von Q und Bi mit wenig Mu, Bi z. T. zu Si zersetzt, G chloritisiert, St porphyrobl. mit Einschlüssen von Si-Aggregaten, MO, T)
- 125: wie 120 (Cpx stellenweise von Ho verdrängt, P zersetzt)
- 126: Quarzit, feinkörnig, geschiefert
- 127: Glimmerschiefer, gefältelt (dichte Matrix aus Mu, Quer-Bi, Nester aus Bi und zersetztem idiobl. G)
- 128: Pegmatit, albitisiert
- 129: Amphibolit (porphyr. P zersetzt, Matrix: grüne Ho, And-La, akz. Q, Ti, Zi, Ap)
- 130: Mu-Schiefer mit G
- 131: Aplit mit Spuren von Mu und Bi
- 132: Pegmatit, albitisiert
- 133: Q-Mu-Schiefer mit Übergängen zu Mu-hältigem Quarzit
- 134: Amphibolit (Relikte von porphyr. P, zersetzt, Matrix: grüne Ho, Ol-La, stellenweise Q, Ap)
- 135: Glimmerschiefer (Mu, Bi, Q, G)
- 136: Amphibolit, feinkristallin, geschiefert (grüne Ho, And-La, am Kontakt mit Q-Äderchen Ho zu Bi umgewandelt, Ti, Zi, Ap)
- 196: Glimmerschiefer, zwei Schieferungsrichtungen (Lagen von Q und Glimmer, Bi oder Mu wechselnd vorherrschend, brauner T, MO)
- 197: Glimmerschiefer (Mu parallel und quer zur Schieferung, Q, Nester von Pinit)
- 198: Pegmatit mit Mu und Schriftgranit
- 199: Glimmerschiefer (Mu, Bi, G mikrokrist. in Nestern, wenig Q, Bi stellenweise in Aggregate von D-Si übergehend)
- 200: Pegmatit
- 201: Mu-Schiefer (geschieferte Matrix aus Mu und T, wenig Q in länglichen Körnern, Quer-Mu)
- 202: Quarzit, feinkörnig (G idiobl., T, Ep)
- 203: Turmalinit im Kontakt mit turmalinisiertem, graphit. Mu-Schiefer)
- 204: Mu-Schiefer (Mu, wenig Q, T, G idiobl., Gr)
- 205: Glimmerschiefer, z. T. phyllit. Aussehen (Se, Mu, reichlich Gr, St porphyrobl.)
- 206: Glimmerschiefer (Q-reich, Mu, Linsen von Si-Aggregaten)
- 207: Glimmerschiefer, gefältelt (Matrix aus Se-Mu, Bi-reiche Lagen, Quer-Bi, T, porphyrobl. von G und St; Zi)
- 208: Quarzit, feinkörnig (Q, wenig Mu, G idiobl.; Zi, Ap, MO, Hä)
- 209: Wechsel feiner Lagen von Quarzit (mit G) mit Lagen aus Mu, G prophyrobl., akz. Bi, Zi, T, reichlich Hä)

- 210: wie 209 (G chloritisiert)
- 211: wie 208 (G umgewandelt, akz. Bi)
- 212: Mu-Schiefer, sehr feinkörnig (Mu, T, G, akz. Q)
- 213: Glimmerschiefer (Mu, wenig Bi, G porphyrobl., Q, Ap)
- 214: Amphibolit, feinkristallin, deutlich geschiefert (Matrix aus grüner Ho mit Zonen reich an zonarem Ol-La, Linsen von Ti + MO)
- 215: Glimmerschiefer mit dünnen Q-reicheren Zwischenlagen (Mu, T., St porphyrobl. fast völlig sericitisiert, Glimmer stellenweise von Nestern aus Si verdrängt)
- 216: Mu-Schiefer mit hydrotherm. Q-Aderchen und -Lagen (Mu, Q, G zersetzt, St sericitisiert)
- 217: Schriftgranit
- 218: Mu-Schiefer (Mu, T, G porphyrobl., MO, Ap) mit quarzitischen dünnen Zwischenlagen (Q, T, Mu)
- 219: wie 218
- 220: Amphibolit, fein- bis mikrokristallin, deutlich geschiefert (Matrix aus grüner Ho, wenig Q, phantomartig porphyrobl. Pl völlig zersetzt)

- 222: Glimmerschiefer (Q, Mu, wenig Bi limonitisiert, Ap, T, Q-reiche Zwischenlagen, G porphyrobl.)
- 223: Quarzit, mikrokristallin (Matrix aus Q, mit T-reichen Lagen, wenig Mu, G porphyrobl. verändert, Bi, Ap, silifiziert)
- 224: Glimmerschiefer, gefältelt (gebänderte Matrix aus Q, Mu, Bi, G porphyrobl. z. T. limonitisiert, St porphyrobl.)
- 227: Glimmerschiefer, z. T. phyllit. Aussehen (Q, Mu z. T. mit Übergang zu Se,, T, MO, Bi), zwei Schieferungsrichtungen
- 228: Glimmerschiefer mit Linsen und Äderchen von Q (Mu, Q, C zersetzt, St porphyrobl. chloritisiert)
- 229: Pegmatit
- 230: Amphibolit (La-And porphyr., zonar, stark saussuritisiert, Matrix: grüne Ho, Q, selten And; MO, Ap, Bi)
- 231: wie 230 (Matrix feinkörniger)
- 232: Glimmerschiefer (Wechsel von Q-, Mu- und T-reicheren Lagen, G idiobl. zersetzt)
- 233: Mu-Schiefer (Mu, wenig Q, Bi porphyrobl., Ap, Ep, MO), z. T. phyllit. Aussehen
- 234: Se-Phyllit, graphitisch (Se und Mu, Q-reichere und -ärmere Lagen, T, Gr)
- 238: Amphibolit (porphyr. By-And, zonar, wenig verändert, mikrokrist. Matrix: grüne Ho, And, Q; MO, Zi, Ap)
- 239: Brauneisenstein ("Eiserner Hut")
- 240: Gangquarz
- 241: Se-Phyllit mit Übergang zu Mu-Schiefer (dichte Matrix aus Se und Mu, T, Py, sehr wenig Q)
- 242: Amphibolit, fein- bis mittelkörnig, geschiefert (selten porphyr. P zonar, zersetzt, Matrix: And, grüne Ho, Kz-Ep, Q, Ap, MO)
- 243: Amphibolit (wie 113)
- 244: Glimmerschiefer mit phyllit. Aussehen auf Schieferungsflächen, gefältelt, zwei Schieferungsrichtungen (dichte Matrix aus Se-Mu, Quer-Bi, St porphyrobl., Ap, MO, dünne Lagen, Aderchen und Linsen von Q)
- 254: Glimmerschiefer, gefältelt (Mu, Q, Bi z. T. quer, z. T. chloritisiert, St in Form idiom. und skelettförmiger Porphyrobl., z. T. sericitisiert, akz. Ol)
- 255: Amphibolit (porphyr. By-Ol, wenig verändert, Matrix: grüne Ho, La-Ol, Ti, Ap, MO, Bi)

257: wie 255

- 260: Amphibolit, feinkristallin, geschiefert (grüne Ho, La-Ol, Ap, MO, Zi, Matrix z. T. von mikrokristall. Q verdrängt)
- 261: Pegmatit mit T

262: wie 255

<sup>221:</sup> Pegmatit

<sup>256:</sup> wie 255

<sup>258:</sup> wie 255
- 263: Schriftgranit mit Bi-Nestern
- 264: Amphibolit, feinkristallin, kaum geschiefert (grüne Ho, La-Ol, Ap, Ti, MO, stellenweise silifiziert)
- 290: Wechsel dünner Lagen von Mu-Bi-Schiefer und Quarzit (G limonitisiert, Ti, Ep)
- 292: Glimmerschiefer (Lagen sehr reich an Mu im Wechsel mit Bi-Mu-Lagen, Bi und Mu z. T. quer zur Schieferung, Ep, Ap, Zi, MO)
- 294: Glimmerschiefer (Mu, Q, Linsen von Q, Bi z. T. quer, Nester aus mikrokrist. Chl und Si, St idiobl., G, D idioblast., Bi chloritisiert)
- 295: Glimmerschiefer (Lagen mit Mu, sehr wenig Q, porphyrobl. G z. T. rotiert, Lagen mit Q, sehr wenig Mu, T, Ap, Zi, MO)
- 296: Glimmerschiefer (Bi, Mu, Q, Nester mit Bi, Mu, Chl, Si rosettenförmig, D, teilweise chloritis. Bi; G porphyrobl. limonitis., akz. Ap, T)
- 297: Pegmatit, z. T. albitisiert
- 298: dünne Wechsellagerung von Mu-Schiefer und Quarzit, beide T-reich, schwache Fältelung, akz. Ti, Limonit)
- 299: wie 298, in Lagen von Mu-Schiefer noch zusätzlich porphyroblast. St, wenig Bi
- 300: wie 299
- 301: Pegmatit mit Aplitgang
- 302: Mu-Schiefer, mittelkörnig
- 306: Quarzit mit Mu- und Bi-reichen Zwischenlagen, gefältelt (Q, T, Py, akz. Mu, Zi, Ap, MO)
- 307: Wechsel dünner Lagen von glimmerreichem Quarzit (Q, Mu) und Mu-Schiefer (Mu, reich-Q, z. T. linsenförmig, G total zersetzt, T, akz. MO, Ap)
- 308: Glimmerschiefer, phyllit. Aussehen auf Schieferungsflächen (Lagen von Mu-Se mit wenig Q, Q-reichere Lagen, Lagen reich an Bi, z. T. chloritisiert; G porphyrobl. chloritis., in Bi-Chl-Lagen große Flecken von mikrokrist. Chl, Si, und D, linsenförmige Einlagerungen von MO, T)
- 309: Glimmerschiefer (Q, Bi z. T. chloritisiert, wenig Mu, in chloritis. Zonen Nester mit Si und D, akz. T)
- 310: Quarzit (Q, reichlich T, wenig Mu), tekton. zerbrochen
- 311: Glimmerschiefer mit Q-reichen Zwischenlagen (Q, Bi, Mu, linsenförmige Zonen mit chloritis. Bi und Bildung von D und Si, in Q-reicheren Lagen Spuren von Ol-And und Co)
- 312: Glimmerschiefer (Wechsel Q-reicherer und glimmerreicherer Lagen, Mu, Bi, T, G feinkrist. limonitis., Zi mit pleochroit. Hof in Bi)
- 313: Pegmatit (Q, Mi, Mu)
- 315: Glimmerschiefer (Bi, Q, Mu, Xe radioakt., Ti, MO; unreglm. Zonen mit Paragenese: Bi, fallweise Mu, Chl, Si bündelförm., D)
- 316: Glimmerschiefer (Matrix aus Q, Bi, Spuren von Mu, Co teilweise chloritisiert, G chloritis. und limonitisiert, mit mm-großen Flecken mit mikrokrist. D-Si-Chl, akz. Zi, Ap)
- 317: Amphibolit, feinkristallin, geschiefert (Relikte von porph. völlig zersetzem P: Se, Kz-Ep, Matrix: idioblast. grüne Ho, La-And zonar, Q, Co, Ap, Zi, MO)
- 318: Quarzit, glimmerführend (Q, T, wenig Mu, G porphyrobl., St xenobl., Ti)
- 319: Glimmerschiefer (Bi z. T. chloritisiert, Quer-Bi, selten Mu, Q, T grün, St poikiloblast., G stark zersetzt, Flecken mit Chl-D)
- 320: Gangquarz mit Dravit
- 321: Pegmatit (Q, Mu, Spuren Bi, Mi, wenig P, grün-bläul. Beryll)
- 322: Glimmerschiefer, gefältelt (Lagen von Bi-Schiefer im Wechsel mit Lagen aus Q, idioblast. Co sericitisiert und chloritisiert, cm-großer G: rosa, porphyrobl. poikiloblast., akz. Ol, MO)
- 323: Pegmatit mit T, albitisiert, im Kontakt mit Bi-Mu-Granit
- 324: Amphibolit (porphyr. By-And, deformiert und zerbrochen, Klüfte mit grüner Ho verheilt, Matrix: grüne Ho, La-Ol, Q in Nestern und Äderchen, Relikte einer zum Großteil verdrängten älteren Ho, akz. Ti, MO, Bi)
- 325: Glimmerschiefer, gebändert (Mu-T-Schiefer, Quarzit, Mu-Bi-Schiefer mit linsenförm. Q) 326: Pegmatit
- 327: Mu-Schiefer (Mu, wenig Q, Quer-Bi)

- 328: Glimmerschiefer (Q, Mu, G porphyrobl. limonitisiert, Ep, MO, Ap)
- 329: Glimmerschiefer (Mu, wenig Bi, dünne Bi-reiche Zwischenlagen, Q in großen Körnern)
- 331: Schriftgranit mit T
- 338: wie 324
- 339: wie 324
- 342: Amphibolit, feinkristallin, mylonitisiert, chloritisiert
- 343: Glimmerschiefer (Mu, Q, selten Bi, G)
- 345: Se-Phyllit, graphitisch, gefältelt (Se, Quer-Bi, wenig Mu)
- 348: Mu-Schiefer mit phyllit. Aussehen auf Schieferungsflächen (Mu-Se, wenig Q, G, T)
- 349: Quarzit
- 350: wie 345
- 360: Pegmatit (Ab, Mu, T, grünlicher Glimmer)
- 361: Pegmatit, albitisiert, mit blauem Ap
- 363: Quarzit, feinkörnig, sandig
- 365: Mittelkörniger Granit, z. T. pegmatoid (Mi, Ol, Q, Mu > Bi)
- 368: Glimmerschiefer (Mu, Quer-Bi, Q, Py, stellenweise stark silifiziert)
- 369: wie 368
- 370: Paragneis (Matrix aus Q, reichlich Ol-And, Bi, Linsen von mittelkörn. Q und von Chl-D-Si)
- 371: Amphibolit, mittel- bis grobkristallin (Cpx und Ho in mikrokrist. Matrix aus Ho, Bi und Chl, reichl. Ep)
- 374: Quarzit, feinkörnig, mit erzführenden Q-Äderchen (Q, Hä, Rutil, akz. Mu, Ti, MO)
- 375: Amphibolit (wie 255)
- 376: Schriftgranit und Pegmatit (Mu, Bi, Ap blau)
- 378: Aplit (Mi, Ol, Q, Mu, akz. Bi, Ap)
- 380: Amphibolit, deutlich geschiefert (Matrix aus grüner Ho, wenig P und Q, Q in Lagen und Gängchen, Ti porphyroblast., Granat rosa poikiloblast., akz. MO)
- 381: Amphibolit (wie 255, Ho stark chloritisiert)
- 382: Glimmerschiefer (Mu, Bi, Q, Ap, Zi)
- 384: Schriftgranit
- 385: Granit, feinkörnig (Mi, Ol-And, Mu, Bi, Q, Ap, Zi)
- 388: Granit, pegmatoid, mit Fließtextur (Mi, P, Q, Mu, Spuren Bi)
- 389: Glimmerschiefer (Q, Mu, Bi-reiche Zwischenlagen, Flecken mit Chl oder Chl-D-Si z. T. mit deutlichem Rotationsgefüge)
- 390: Amphibolit (wie 381)
- 391: Glimmerschiefer (Mu, Q, Bi, St porphyrobl.)
- 392: Se-Mu-Schiefer mit Granat-reichen Partien, gefältelt
- 393: Glimmerschiefer (Q, Bi, Mu, Bi z. T. chloritisiert, idiobl. G z. T. chloritisiert und limonitisiert)
- 395: Quarzit, feinkörnig (Q, wenig Mu und Bi)
- 396: Glimmerschiefer, gefältelt, phyllit. Aussehen auf Schieferungsflächen (Mu-Se, Q, St porphyrobl., Quer-Bi)
- 397: wie 396
- 398: Amphibolit, feinkristallin, undeutlich geschiefert (Matrix: grüne Ho, And-La, akz. Bi, MO, Ti)
- 402: Granitgneis mit Mu und Bi
- 403: Amphibolit (wie 255)
- 407: Pegmatit
- 410: Amphibolit, fein- bis mikrokristallin, geschiefert (grüne Ho, And-La)
- 411: wie 410
- 412: Mu-Schiefer mit Äderchen und Lagen von Q
- 415: Quarzit, feinkörnig mit wenig Mu
- 416: Amphibolit (Relikte von porphyr. P, stark rekristallisiert und zersetzt, Matrix: grüne Ho, Q, P, akz. MO)
- 417: wie 416 (akz. auch Ti)

- 418: Amphibolit, fein- bis mittelkristallin, geschiefert, stark silifiziert (P, grüne Ho, Äderchen von Q und Mi, akz. MO, Bi, Ti, Ap, Relikte von porphyr. La-And)
- 419: Granit, feinkörnig (Mu, Bi, Mi, Ol, Q)
- 420: Mu-Schiefer (Mu, T, G limonitisiert), stark gefältelt
- 421: Glimmerschiefer (Mu, Q, porphyrobl. G)
- 422: Amphibolit, mittelkörnig, geschiefert (grüne Ho porphyrobl., Matrix: Q, La-And, grüne Ho, akz. MO, Ti, Ap)
- 424: Pegmatit mit T und Ap
- 425: Amphibolit, feinkristallin, geschiefert (wie 422, wenig Q)
- 426: Amphibolit (wie 422, kein Q)
- 427: Amphibolit (wie 422, sehr stark silifiziert)
- 428: Pegmatit mit T
- 430: Amphibolit (wie 422)
- 433: Glimmerschiefer mit Bi und Mu, mit feinen Injektionen pegmatitischen Materials
- 434: Pegmatit mit Bi und Mu
- 435: Amphibolit, fein- bis mikrokristallin, geschiefert
- 436: Pegmatit mit Mu und wenig Bi
- 437: Schriftgranit
- 438: Paragneis (Meta-Arkose) (Mi, Q, Ab, Mu, Bi)
- 439: Amphibolit (porphyr. La-And, Matrix: grüne Ho, And, Q, Bi, MO, Ap)
- 440: wie 439
- 441: Gneis, gebändert mit mikro- und feinkrist. Lagen (Q, Mu, Bi, z. T. chloritisiert, Mi, Ol)
- 442: Pegmatit mit Mu und Bi
- 446: Aplit
- 447: Glimmerschiefer, gefältelt, zwei Schieferungsrichtungen (Mu, Q, Bi, G porphyroblast. mit Einschlüssen von Mu und T, T akzess.)
- 448: Aplit-Granit mit Spuren von Bi
- 449: Schriftgranit
- 450: Pegmatit mit Bi
- 451: Pegmatit mit rosa G
- 452: Pegmatit mit Bi
- 453: Granit, feinkörnig (Bi, Mi, Ol, Q, Ap, Zi)
- 454: Pegmatit mit T
- 455: Chalcedon und mikrokrist. Quarz
- 457: wie 455
- 461: Quarzit, feinkörnig (Q, Hä, G idioblast. limonitisiert)
- 465: Amphibolit (wie 324)
- 466: Pegmatit mit gelb-grünl. Ap
- 467: Pegmatit
- 468: Pegmatit
- 469: Pegmatit, kataklast.
- 470: Pegmatit mit Mu
- 471: Amphibolit, geschiefert (grüne Ho porphyroblast. in Matrix aus And, wenig Q, grüne Ho, akz. MO, Ap)
- 474: Aplit
- 475: Aplit (And-Ol, z. T. deformiert, Q, wenig Mu und Mi, Ap, Zi)
- 476: Alkali-Syenit (Grundmasse von Mi mit gebündelten Prismen blauer Alkali-Ho, Ap)
- 477: Aplit
- 478: Glimmerschiefer (Mu, Bi, Q)
- 479: Glimmerschiefer (Matrix aus Q, mit Mu- und Bi-reicheren Zwischenlagen, G, Nester mit Si und Si-D; MO, Zi)
- 480: Granit mit Bi, pegmatoid
- 481: Gangquarz mit limonitisiertem Py
- 482: Quarzit, fein- bis mittelkörnig, geschiefert (Lagen von Q verschiedener Korngröße, Hä und Limonit)

- 483: Pegmatit mit Mu
- 484: Aplit
- 485: Pegmatit
- 486: Amphibolit (wie 416)
- 488: Pyroxenit, sehr feinkristallin (panidiom.-körnig bis ophit., Cpx, Nester von La mit Einschlüssen von Kz, Spuren von Am, reichlich klarer Ti, in Zwickel vereinzelt Ca, MO) 489: Pegmatit mit Bi und Mu
- 493: Aplit
- 494: Glimmerschiefer (Mu, Q, Quer-Bi, Nester von D-Si)
- 497: Pegmatit und Schriftgranit
- 498: Pegmatit
- 502: Pegmatit mit Mu
- 503: Paragneis, gebändert (Q-reiche Lagen und Lagen reicher an Mi, Ol-And, Bi, Mu und G)
- 504: Glimmerschiefer (Se-Mu, Q mikrokristallin und in mm-großen Körnern)
- 505: Quarzit, feinkörnig (Q, wenig Mu und Bi, akz. Ol, Ep, MO, Ap, Zi)
- 506: Glimmerschiefer (Lagen von Bi-Mu im Wechsel mit dünnen Lagen aus länglichen Q-Körnern, zusammen mit Glimmer Si und D, akz. Zi, Ap)
- 507: Pegmatit
- 508: Mu-Bi-Schiefer mit Äderchen von Q
- 509: Mu-Schiefer (Mu, wenig Bi, G chloritisiert, Flecken von Si)
- 510: Amphibolit (wie 439)
- 511: Paragneis, feinkristallin (Q, Ol z. T. sericitisiert, Bi, rosa G, akz. Mi, Ap)
- 512: Quarzit (ähnlich 511, nur viel weniger P, kein G)
- 513: Granit, schwach vergneist, mit pegmatoiden Partien (Mi, Ol, Q, Bi, akz. Mu in pegmatoiden Partien)
- 514: Granit, fein- bis mittelkörnig (Ol, Mi, Q, Bi, Mu, akz. Ap, T, Zi)
- 515: Pegmatit mit Mu und Bi
- 516: Granit, mittelkörnig (Ol, Mi, Q, Mu)
- 517: Si-Schiefer (Si, D, Bi, Mu, Q)
- 518: Pegmatit
- 519: Paragneis (Q, Ol, Bi- und Mu-reiche Schlieren, Co)
- 520: Amphibolit, silifiziert, sehr feinkörnig, deutlich geschiefert (grüne Ho z. T. mikrokristallin, z. T. porphyroblast., reichl. Q, wenig And-La, Q-Adern)
- 521: wie 520
- 522: Pegmatit mit Mu
- 523: Glimmerschiefer, granitisiert (Mu, Bi, Q, Ol, Mi)
- 524: Granit, mittelkörnig, mit Mu und Bi
- 525: Granit-Gneis, gangförmig in Glimmerschiefer, feinkörnig (Ol, Mi, Q, Mu, Bi, Ap, Zi)
- 527: Pegmatit mit Mu und Bi
- 528: Granit-Gneis (wie 525)
- 529: Granit, mittelkörnig, schwach vergneist mit Bi und Mu
- 530: Paragneis, feinkörnig (Ol, Mi, Q in z. T. großen Körnern, wenig G und Co, Zi, Ap)
- 531: Amphibolit, silifiziert (wie 520)
- 532: Gangquarz mit Mu
- 534: Pegmatit mit Mu
- 535: Pegmatit
- 536: Pegmatit mit Mu
- 538: Mu-Bi-Schiefer mit T
- 539: Pegmatit

541: Aplit

542: Pyroxenit (wie 488, nur etwas grobkörniger, P sericitisiert und saussuritisiert, reichlich Ho)

- 543: wie 542, granitisierte Partien mit Q und Mi
- 544: Granit, feinkörnig (Ol-And, Mi, Q, Bi, Mu, Ap, Zi)
- 545: Gangquarz mit Dravit
- 548: Pegmatit mit Mu und Bi

- 549: Pegmatit, vergneist
- 550: Granit, feinkörnig, mit Bi
- 551: Amphibolit (porphyr. P umgewandelt zu Ab und Q und Kz, Matrix: grüne Ho, Q-Linsen, Ab, MO, Ap, rosa G porphyroblast.)
- 553: Granit, feinkörnig (Mi > P, Mu, wenig Bi, Q, Ap)
- 554: Amphibolit (porphyroblast. grüne Ho, Matrix: mikrokrist., grüne Ho, La, selten Q, MO, Ap)
- 557: Amphibolit, mittelkörnig (grün-blaue Ho, And-La, Nester von Q, Ap, MO)
- 558: Mu-Bi-Schiefer mit Linsen von Q-Si-D
- 559: Talk-Schiefer, stark gefältelt
- 560: Aplit mit Spuren von Mu
- 561: Paragneis mit Mu und Bi
- 563: Pegmatit
- 564: Aplit
- 566: Pyroxenit, granitisiert (Cpx korrod. in Matrix aus Mi, And, Q, z. T. schriftgranit. Gefüge, selten Am und Mu)
- 568: Augengneis (Q, Mi in Matrix und porphyroblast., Bi, Spuren Mu, And-Ol, MO, Ap, Zi)
- 569: Pegmatit
- 570: Augengneis (wie 568)
- 571: Augengneis (wie 568)
- 572: Augengneis (wie 568)
- 573: Paragneis, gebändert, mit Bi-Mu-reicheren Zwischenlagen
- 575: wie 573
- 576: Chalcedon
- 579: Quarzit (feinkörn. Q-Matrix mit wenig Ol und Bi)
- 580: Quarzit, feinkörnig mit Q-Äderchen
- 582: Augengneis (wie 568)
- 583: Quarzit, sehr feinkörnig, mit wenig Mu
- 584: Granit, z. T. pegmatoid mit Mu > Bi
- 586: Quarzit, mittelkörnig (Q, D, wenig z. T. geblichener Bi)
- 588: Turmalinit mit Q-reichen Partien
- 590: Glimmerschiefer, sehr stark gefältelt (Matrix aus Q und Mu, Bi chloritisiert, reich an Einschlüssen von Q, porphyroblast., St teilweise bis vollständ. sericitis. und chloritis., porphyroblast., Nester von schwach veränd. Co, akz. MO, Ep, D)
- 594: Pegmatit mit Schriftgranit, schwach vergneist
- 596: Si-Schiefer (wie 517, mit Linsen und Äderchen von Q)
- 600: Paragneis, gebändert (Q, Mi, wenig Ol, Bi, Mu in dünnen Lagen)
- 601: Granit, schwach vergneist (Mi, Ol, Q, Bi, Mu, Ap, Zi)
- 602: Schriftgranit mit T und Ap
- 603: Augengneis (wie 568)
- 604: Gangquarz mit Py
- 607: Granit-Gneis, feinkörnig (Mi, Q, Ol, Bi, wenig Mu, Ap, Chl)
- 611: Quarzit (wie 583)
- 612: Quarzit, feinkörnig, mit Spuren von Mu und Bi
- 613: Pegmatit
- 614: Amphibolit, sehr feinkörnig, geschiefert (grüne Ho, La-And nestförmig von Q verdrängt, akz. Kz, Ap, Zi, MO)
- 619: Amphibolit, schwach geschiefert (porphyr. wenig verändert, La-And, zwei Generationen grüner Ho und Ak, Ak verdrängt porphyr. P und Ho, Ab, Q, MO, Ap)
- 620: wie 619
- 624: Quarzit, feinkörnig, mit Limonit
- 625: Quarzit, mittelkörnig, mit Mu und Spuren von Bi
- 626: Amphibolit, feinkörnig (grüne Ho, And-La, Ti)
- 627: wie 626
- 628: Granit, mittelkörnig, mit Mu und Bi

- 629: Quarzit, mittelkörnig, Py limonitisiert
- 631: Glimmerschiefer (Q, Bi > Mu, Zi radioakt., G limonitis., MO, T)
- 632: Quarzit, wechselnde Korngröße (Q, wenig Mu, Spuren Bi, T, MO)
- 633: Pegmatit
- 634: Granit, feinkörnig (Q, Mi, Ol stark korrod., Bi, Mu, Zi)
- 635: Mu-Schiefer mit wenig Bi und Linsen von Q
- 636: Pyroxenit (Cpx in größeren Körnern in feinkrist. Matrix aus grüner Ho, Ak und Ti)
- 637: Gangquarz mit Hä
- 638: Quarzit, feinkörnig, mit Mu
- 640: Quarzit (wie 624)
- 641: Quarzit, feinkörnig (Q, Mu, T)
- 642: Schriftgranit
- 644: Amphibolit (wie 619)
- 645: Turmalinit mit Gangquarz
- 646: Graphit-Phyllit mit Quarzgang (T, Mu und wenig Bi am Kontakt)
- 647: Turmalinit
- 648: Granit, mittelkörnig, mit Bi und Mu
- 649: Amphibolit, sehr feinkörnig, geschiefert (grüne Ho, La-Ol,, akz. Q, MO, Ti)
- 650: Amphibolit (wie 557)
- 651: Mu-Schiefer mit dünner Zwischenlage von Quarzit mit Mu
- 653: Aplit
- 654: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert
- 656: Pyroxenit mit Am (wie 556)
- 657: Turmalinit (Verdelit)
- 658: Paragneis (Q, Mi, Bi, wenig Ol, einzelne Lagen sehr Q- bzw. Bi-reich)
- 659: Glimmerschiefer (Mu, Q, Chl, Linsen von Q)
- 660: Amphibolit, mikrokristallin (Ak-Matrix mit Q, akz. Ap, rosa G porphyroblast.)
- 662: Glimmerschiefer (Q, Bi z. T. chloritisiert, G und St porphyroblast.)
- 663: Se-Mu-Schiefer mit T und Q-reichen Lagen
- 664: Amphibolit, stark silifiziert (grüne Ho, Ak, Q, Kz-Ep, Ab, Spuren von Mi, Ti)
- 665: wie 664 (Ho stark chloritisiert)
- 667: Amphibolit, feinkörnig (grüne Ho, La-And, Bi, Ti, Ap)
- 668: Paragneis, gebändert, mit Bi
- 669: Granit, feinkörnig ("Typ Kabaya" nach P. CORMINBOEUF) (Mi, Ol, Bi, wenig Mu, Q, Ap, Zi), schwach vergneist
- 670: Se-Schiefer (Matrix aus Se mit deform. und randl. sericitis. Quer-Mu, Q)
- 671: wie 670 (kein Mu, etwas mehr Q)
- 672: wie 670
- 673: Granit, fein- bis mittelkörnig mit Bi > Mu
- 674: Amphibolit (porphyr. La-And, Matrix: grüne Ho, And, akz. Q, Ap)
- 676: Augengneis mit Bi
- 678: Pegmatit
- 679: Paragneis, schwach gebändert (M, Se, Ab, Q, Bi)
- 680: Granitgneis mit Bi und Mu
- 682: Amphibolit, mittelkörnig, geschiefert (grüne Ho z. T. porphyroblast., aktinolithisiert und von sek. Q korrod., reichl. MO und Ti)
- 683: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert
- 684: Se-Schiefer mit großen Körnern von Q und Bi-Chl-reichen Lagen
- 685: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert, schwach silifiziert
- 686: Glimmerschiefer, grau (Se-Mu, G porphyroblast., Linsen und Adern von Q)
- 689: Augengneis mit Bi
- 690: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert
- 691: Amphibolit, sehr feinkörnig (Matrix: Relikte von grüner Ho, Ak-Sonnen, Q)
- 692: Glimmerschiefer (Mu, Q, St)
- 693: Quarzit, sehr feinkörnig, kataklastisch, Klüfte mit Q verheilt

- 694: Gangquarz, Q z. T. in Rosetten
- 696: Amphibolit, wie 691
- 697: wie 691
- 698: wie 691, sehr stark silifiziert
- 699: Glimmerschiefer (Mu, Bi, Q, G, St)
- 700: Quarzit, feinkörnig
- 702: Amphibolit, feinkörnig, stark silifiziert (Matrix mit sek. Q, wenig Mi, Ol, relikt. grüne Ho, lange Nadeln von Ak, MO)
- 703: Amphibolit (porphyr. P, saussuritis., Matrix: P, Kz-Ep, grüne Ho, Kz-Ep)
- 704: wie 703, akz. Chalcopyrit tropfenförmig in Zwickel
- 705: wie 703, porphyr. P selten
- 706: Glimmerschiefer (Bi, Q, D)
- 708: Pegmatit, albitisiert
- 709: Amphibolit mit porphyr. P
- 710: Amphibolit, selten porphyr. P, Relikte von Cpx
- 713: wie 710
- 714: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert
- 715: Amphibolit, feinkörnig (La-And, grüne Ho, Bi, akz. Q, Ap, MO, stark chloritisierte Partien)
- 717: Quarzit, feinkörnig (Q, Se, Py)
- 718: Amphibolit (mit porphyr. P)
- 720: Aplit mit wenig Mu
- 722: Pegmatit mit Bi und Mu
- 723: Leukogranit mit Spuren von Bi und Mu
- 724: Paragneis, fein gebändert mit Bi-reichen Zwischenlagen
- 725: Gangquarz mit Py
- 726: Amphibolit mit porphyr. P
- 727: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert (grüne Ho, And-La, Ap)
- 728: Amphibolit mit porphyr. P
- 729: Amphibolit, sehr feinkörnig (Am, Q, wenig Ol-And), stark silifiziert
- 730: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert
- 731: Amphibolit, mittelkörnig, mit porphyroblast. grüner Ho
- 732: Glimmerschiefer, fein gebändert (Q, Bi, Mu mit Co-reichen Kartien und St porphyroblast.; Se-Mu-Lagen und Q-Mu)
- 733: Amphibolit, feinkörnig, mit porphyroblast. Ho
- 810: Augengneis mit Bi
- 811: Quarzit mit G-reichen Lagen
- 812: Amphibolit mit porphyr. P, Ti
- 814: Amphibolit mit porphyr. P
- 815: Amphibolit mit porphyr. P, Co in Matrix
- 816: wie 815
- 817: Amphibolit, feinkörnig, silifiziert (grüne Ho, wenig And-La, Q-reiche Partien, Ti)
- 822: Quarzit (Q-Matrix mit inhomogener Korngröße, wenig Mu, MO)
- 826: Paragneis, gebändert (Q, Mi, Ol, Bi > Mu, viel Ap)
- 827: Aplit
- 841: Glimmerschiefer (Mu- und Bi-reiche Lagen, Pegmatit-Gängchen und Gangquarz)
- 843: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert
- 845: Augengneis (Granit, vergneist mit metasomat. porphyroblast. Mi, Q, Bi, weniger Mu, P zersetzt, Mi)
- 848: Amphibolit mit porphyr. P
- 849: Se-Schiefer (Se, Q, Quer-Bi)
- 851: Amphibolit (porphyroblast. grüne Ho in Matrix von grüner Ho, P zersetzt, Ak)
- 852: Q-Phyllit, grau-grün (Se, Gr, Chl, Q, Quer-Bi)
- 853: Glimmerschiefer, mit phyllit. Aussehen auf Schieferungsflächen (Q, Se-Mu, Gr, Quer-Bi)

287

- 854: Se-Phyllit (Mu-Schiefer), grau (Se-Mu, G porphyroblast., St porphyrobl. mit Einschlüssen von G, Quer-Bi)
- 855: Amphibolit mit porphyr. P
- 877: Glimmerschiefer (wie 853)
- 900: Pyroxenit (wie 636, nur stark granitisiert: Matrix aus Q und Mi mit Nestern korrodierten Cpx und Am)
- 901: Amphibolit, feinkörnig, geschiefert (And-La, grün-blaue Ho)
- 902: Quarzit, feinkörnig, mit Py
- 903: Mu-Schiefer mit Q-Gängchen
- 910: Di-Quarzit
- 930: Glimmerschiefer, mit Bi und Mu, granitisiert
- 932: Aplit mit Q-Gängchen
- 934: Gangquarz mit Mt, Mt z. T. hämatisiert

935: Aplit

- 936: Quarzit mit Py
- 937: Pegmatit, albitisiert
- 938: Granit, mittelkörnig (Q, P saussuritisiert, Mi, Bi > Mu, Ap)
- 939: Pegmatit mit stark vertalkter Partie
- 942: Quarzit, sehr feinkörnig, mit Q-Pz-Adern
- 943: Pyroxenit, granitisiert (wie 566)
- 945: Paragneis, gebändert (mit dünnen Mu-Se-reichen Lagen)
- 946: Turmalinit mit Gangquarz
- 947: Quarzit, feinkörnig, geschiefert, mit Py
- 948: Paragneis (mit Bi, Q, Mi, zersetzter Ol, Nester mit Q und Se)
- 949: Quarzit, fein- bis mittelkörnig, mit wenig Se
- 951: Peridotit, mikro- bis feinkristallin (Olivin, Cpx, Ap)



Ganggesteine (Hornblende-Gabbro, -Diorit, -Quarzdiorit, -Diorit- porphyrit (π) im Liegenden des Quarzites von Nduba	(Méta-Gabbro, -diorite, -quarzdiorite, -diorite- porphyrite (π) à hornblende) en dessous du niveau de Quartzite de Nduba	BIO CITO CITO CITO CITO CITO CITO CITO CI		948 Sta 10 mb Sta 10	
Metasedimente	Série métasédimentaire	Group Care Contraction Contraction	and and the me		The house and have
ARENITE Quarzit (von Mulindi von Nduba)	Quartzite (de Mulindi de Nduba)	Cine Cine Cine Cine Cine Cine Cine Cine			
g graphitischer Glimmerschiefer	Micaschistes micaschiste graphiteux	NO CONT			
ph Glimmerschiefer mit phyllitischem Aussehen g Ph Graphitphyllit	micaschiste d'aspet phyllitique graphite-phyllite micaschiste à petits yeux		THE ALL AND		
q quarzaugen q quarzreich G mit Granat	de quartz quartzeux à grénat				
S mit Staurollf S mit Sillimanit C mit Cordierit A mit Andalusit	à sillimanite à cordièrite à andalusite		10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 1		3 30 844 90 90 51 51 044 647
D mit Disthen T mit Turmalin M ta Glimmerschiefer fleckig	à disthène à tourmaline micaschiste tacheté				
Syenit (Alcalihornblende-Syenit Hornblendesyenit)	syènite (alcalisyènite à amphibole, syènite à amphibole)				den tes and te
<ul> <li>Indikation von</li> <li>Sn Cassiterit</li> <li>W Wolframit</li> <li>Nb/Ta Columbit</li> </ul>	indication de Cassitérite Wolframite Columbite				
Au Gold Be Beryll Ilm Ilmenit Zr Zirkon	Or Béryl Ilménite Zircon				
Fe Eisen (Pyrit, Limonit) mica Muscovit	Fer (pyrite, limonite) Muscovite Mine Mine		855- St 951 -854		
Q Thermalouelle mit CO2	Source thermale à CO2		9 <sup>6</sup>		
• 370 petrographisch untersuchte Probe	Point d'échantillonage pour une étude pétrographique	a to the total and total and the total and t			
<ul> <li>Störung (Photolineation)</li> </ul>	faille (photolinéation)	A X IS		A A AN	on f
geologische Begrenzung	limite geologique				A A A A A A A A A A A A A A A A A A A
-+- Synklinalachse	axe synclinal BURUND'	FXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX	A PETER A		1 A CONCENTRAL
-+- Antiklinalachse	axe anticlinal	10 CHAR	BSI T	AAB REAL AND	ph, ph, t
Fallzeichen	direction et pente	1 ST	T-852 00 01 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	A A A A A A A A A A A A A A A A A A A	
0°−9°10°−29°30°−59°6 + ⊥ ±	60°−80° 81°−90° <u> </u> <u> </u> <u> </u> <u> </u> +			ph ph ph ph ph ph ph ph ph ph ph ph ph p	





Roches intrusives:

PEGMATITES

GRANITES

ROCHES VERTES (Hornblende -Métadiorites)

Intrusivgesteine:

PEGMATITE (schwarz)

GRANITE

GRÜNGESTEINE (Hornblende-Metadiorite)

Série Inferiéure Burundienne:



Arénites: QUARTZITE de Nduba (Nd) QUARTZITES de la base

Pélites: MICASCHISTES en dessous et au dessus de QNd Schistes graphiteux delabase



