

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 134	Heft 2	S. 227-255	Wien, Oktober 1991
-----------------	----------------	----------	--------	------------	--------------------

Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen)

Von HARALD FRITZ*)

Mit 26 Abbildungen und 2 Tabellen

*Steiermark
Grazer Paläozoikum
Stratigraphie
Silur/Devon
Tektonik
Deckenbau*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 163, 164

Inhalt

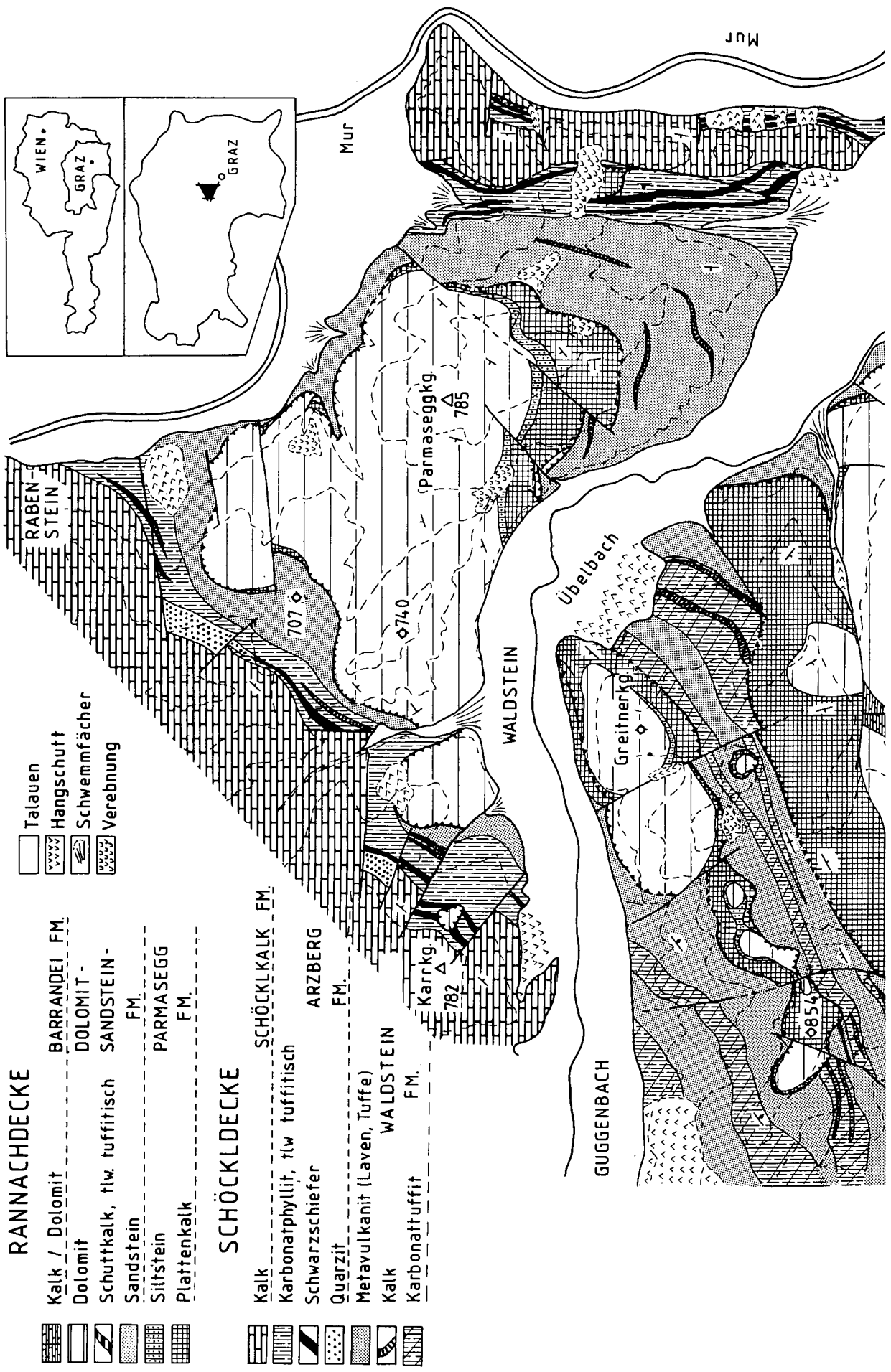
Zusammenfassung	227
Abstract	230
1. Einleitung	230
2. Stratigraphie und Fazies	230
2.1. Rannachgruppe	230
2.1.1. Parmasegg-Formation (Crinoiden-Schichten s.l.)	230
2.1.2. Dolomitsandstein-Formation und Barrandei-Schichten	233
2.1.3. Ablagerungsraum	235
2.2. Schöcklgruppe	235
2.2.1. Waldstein-Formation	235
2.2.2. Arzberg-Formation und Schöcklkalk-Formation	236
2.2.3. Ablagerungsraum	238
2.3. Faziesinterpretation	238
3. Tektonik	239
3.1. Strukturabfolge	239
3.1.1. Penetrative Strukturen	240
3.1.2. Semiduktile Scherzonen	246
3.1.3. Sprödverformung	246
3.2. Deckenbau	247
3.2.1. Der Baustil nördlich des Übelbachtals	247
3.2.2. Der Baustil südlich des Übelbachtals	247
3.3. Interpretation der Strukturabfolge	248
3.4. Interpretation der Profile	249
3.4.1. Profil nördlich des Übelbachtals	249
3.4.2. Profil südlich des Übelbachtals	249
3.5. Deckentransportweiten	250
4. Metamorphose und Alter der Deformationen	251
5. Diskussion	253
Dank	253
Literatur	253

Zusammenfassung

Fazielle Unterschiede in den karbonatisch-klastischen Ablagerungen des nordwestlichen Grazer Paläozoikum spiegeln die unterschiedlichen bathymetrischen und hydraulischen Bedingungen während der Füllung einzelner Becken wieder. Der weitgehend flachmarinen Entwicklung der Rannachgruppe steht im Obersilur/Unterdevon eine tiefere, landfernere Entwicklung der Schöcklgruppe gegenüber. Beiden Ablagerungsräumen gemeinsam ist eine zunehmende Verflachung und Faziesangleichung gegen das Mitteldevon hin. Diese Faziesdifferenzierung wird als Resultat von Schollenverkipungen im Zuge der obersilurisch/unterdevonischen Extension gedeutet.

Die Hauptstrukturprägung erfolgte während der alpidischen Orogenese und führte zu unterkretazischer Deckenstapelung. Die Richtung des tektonischen Transports ist von Ost nach West, in einer zweiten Deformationsphase nach Nordwest bis Nord gerichtet. Diese Kompressionstektonik wird von intra- bis postgosauischer Extensionstektonik abgelöst, die in diesem Raum ihren Ausdruck in Nordost-Südwest streichende Scherzonen findet.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Ass. Dr. HARALD FRITZ, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.



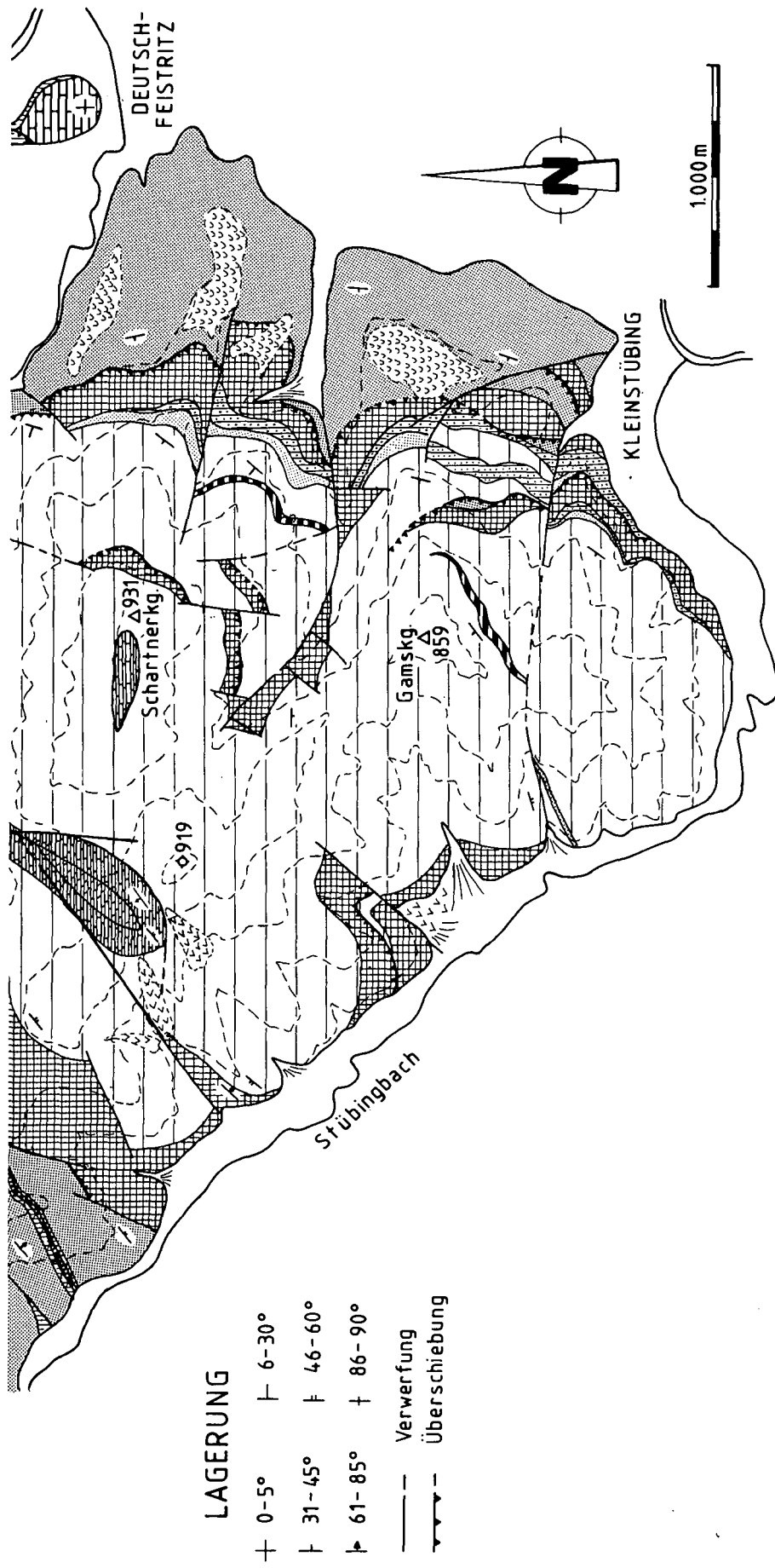


Abb. 1.
 Geologische Karte des nordwestlichen Grazer Paläozoikums zwischen Murtal und Stübingtal.

Stratigraphy, Facies and Tectonics in the Northwestern Graz Paleozoic (Eastern Alps)

Abstract

Facies differentiation of Late Silurian to Early Devonian carbonatic-clastic sequences of the northwestern part of the Paleozoic of Graz documents the formation of basins which differ in bathymetric conditions as well as in terrestrial influx. The Rannach group is characterized by shallow marine sedimentation, whereas the Schöckl group exhibits sediments of an anoxic basin of a deeper depositional environment. Facies differentiation is explained by large scale block tilting due to crustal extension.

Pervasive deformation in this area is result of Early Cretaceous thrusting during Alpidic orogeny. Nappe transport is top-to-the West, progressively followed by top-to-the NW to N transport. This compressional regime is followed by overall extension in Late Cretaceous time. Northeast-southwest striking steep shear zones are expressions of this deformational regime in this area.

1. Einleitung

Neubearbeitungen weiter Teile des Grazer Paläozoikums lieferten in den letzten Jahren ein reich differenziertes Bild über die stratigraphischen Verhältnisse, vor allem der devonisch-karbonen Schichtfolgen (als Zusammenfassung siehe FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984)). GOLLNER & ZIER (1985) sowie GOLLNER et al. (1982) konnten zeigen, daß der flachmarinen, teilweise küstennahen Entwicklung der Hochlantschgruppe die pelagische Entwicklung der Laufnitzdorfgruppe gegenüber steht. Am Nordrand des Grazer Paläozoikums sind beide Gruppen miteinander verschuppt. Eine der Hochlantschgruppe ähnliche Entwicklung bildet die Rannachgruppe im zentralen Teil des Grazer Paläozoikums. Über silurischen Vulkaniten (NEUBAUER, 1989; NEUBAUER et al., 1986) bildet sich hier, getrennt durch eine karbonatisch-klastische Entwicklung, ab dem höheren Unterdevon eine Karbonatplattform (FENNINGER & HOLZER, 1978; EBNER, 1978; EBNER et al., 1980). Ist die Rannachgruppe auch lokal mit der Laufnitzdorfgruppe verschuppt, (NEUBAUER, 1989), so liegt sie doch meist als Decke über einer tieferen Deckengruppe, die als Schöcklgruppe zusammengefaßt wird. Auch in der Schöcklgruppe folgt, ähnlich wie in der Rannachgruppe, über silurischen Metavulkaniten unter Zwischenschaltung von Siliziklastika im Devon eine Karbonatplattform (EBNER & WEBER, 1978; TSCHELAUT, 1985; WEBER, 1990; GSELLMANN, 1988). Diese, von der Rannachgruppe abweichende Fazies bezeichneten FLÜGEL et al. (1952) als Tonschieferfazies.

Basierend auf stratigraphischen und faziellen Überlegungen wurde schon früh das tektonische Konzept eines Falten- und Deckenbaues im Grazer Paläozoikum entwickelt (CLAR, 1935; FLÜGEL, 1961, 1975) und mit detaillierterer Kenntnis der Stratigraphie weiter verfeinert (GOLLNER, 1983; HAFNER, 1983). Daten zur Kinematik des mehrfach deformierten Deckenstapels lieferten in jüngerer Zeit strukturgeologische Bearbeitungen (BROSCH, 1985; TSCHELAUT, 1984; FRITZ, 1986a,b, 1988; FRITZ et al., 1988; AGNOLI, 1987; NEUBAUER, 1991). Diese machen eine W-gerichtete Deckenstapelung gefolgt von N-Transport wahrscheinlich. Geochronologische Untersuchungen sprechen für altalpidisches Alter der Deckenstapelung (FRITZ & KRÁLIK, 1986).

Die der Deckenstapelung folgende Dehnungstektonik im Grazer Paläozoikum und an dessen Rändern beschreibt NEUBAUER (1988, 1989).

In einem Teil dieser Arbeit wird das Hauptaugenmerk auf die karbonatisch-klastischen Schichtfolgen von Rannachgruppe und Schöcklgruppe gelegt. Es soll ge-

zeigt werden, wie es, ausgehend von einer vulkanogenen Entwicklung mit ausgeprägtem Relief im Silur, zur Bildung der Karbonatplattform im Devon kommt. Ein Teil der Ergebnisse ist in einer Übersichtsarbeit bereits vorweggenommen (FRITZ & NEUBAUER, 1988).

Ein zweiter Schwerpunkt soll die strukturgeologische Entwicklung im Grazer Paläozoikum beleuchten. Dabei wird das Hauptaugenmerk auf makroskopische Strukturen gelegt werden, da Ergebnisse aus Strainanalysen und Mikrostrukturen bereits an anderer Stelle publiziert sind (FRITZ, 1988). Sowohl stratigraphisch-fazielle als auch tektonische Überlegungen basieren auf einer Neukartierung im Maßstab 1 : 10.000.

2. Stratigraphie und Fazies

2.1. Rannachgruppe

Gesteine der Rannachgruppe bilden das höchste tektonische Stockwerk im zentralen Grazer Paläozoikum (Rannachdecke). Durch tektonischen Zuschnitt bedingt fehlen im Arbeitsgebiet weitgehend die basalen vulkanoklastischen Schichten von Kehr. Die sedimentäre Entwicklung ist charakterisiert durch abnehmenden vulkanoklastisch-terrigenen Einfluß und zunehmender Karbonatproduktion.

Die basale Schichtfolge in diesem Gebiet wird neu definiert und eine neuer Formationsname, Parmasegg-Formation, vorgeschlagen.

2.1.1. Parmasegg-Formation

Vom Südhang des Parmaseggkogel (Abb. 1) beschreibt FLÜGEL (1960) eine Serie brauner, sandiger Kalke, mergeliger Sandsteine und Crinoidenkalke im Liegenden der Dolomitsandsteinfolge, die er später (FLÜGEL, 1975) als Crinoidenschichten zusammenfaßt. Dieses Profil ist heute verfallen und es erscheint angebracht, nach der Neubearbeitung dieser Schichtfolge an der Typuslokalität und an zahlreichen anderen Lokalitäten den Gesteinsinhalt neu zu definieren. Es wird ein neuer Formationsbegriff (Parmasegg-Formation) vorgeschlagen, der großen Variabilität dieser Formation wird durch Einführung verschiedener Member Rechnung getragen. Die Gesteinsbeschreibung erfolgt anhand zweier Profile (Abb. 2). Lateral und vertikal abweichende Entwicklungen reflektieren Faziesverzahnungen. Dieser Teil der Arbeit ergänzt die Beschreibung von NEUBAUER (1989) aus dem Raum Rötischgraben sowie NEUBAUER (1991) aus dem Raum Kehr.

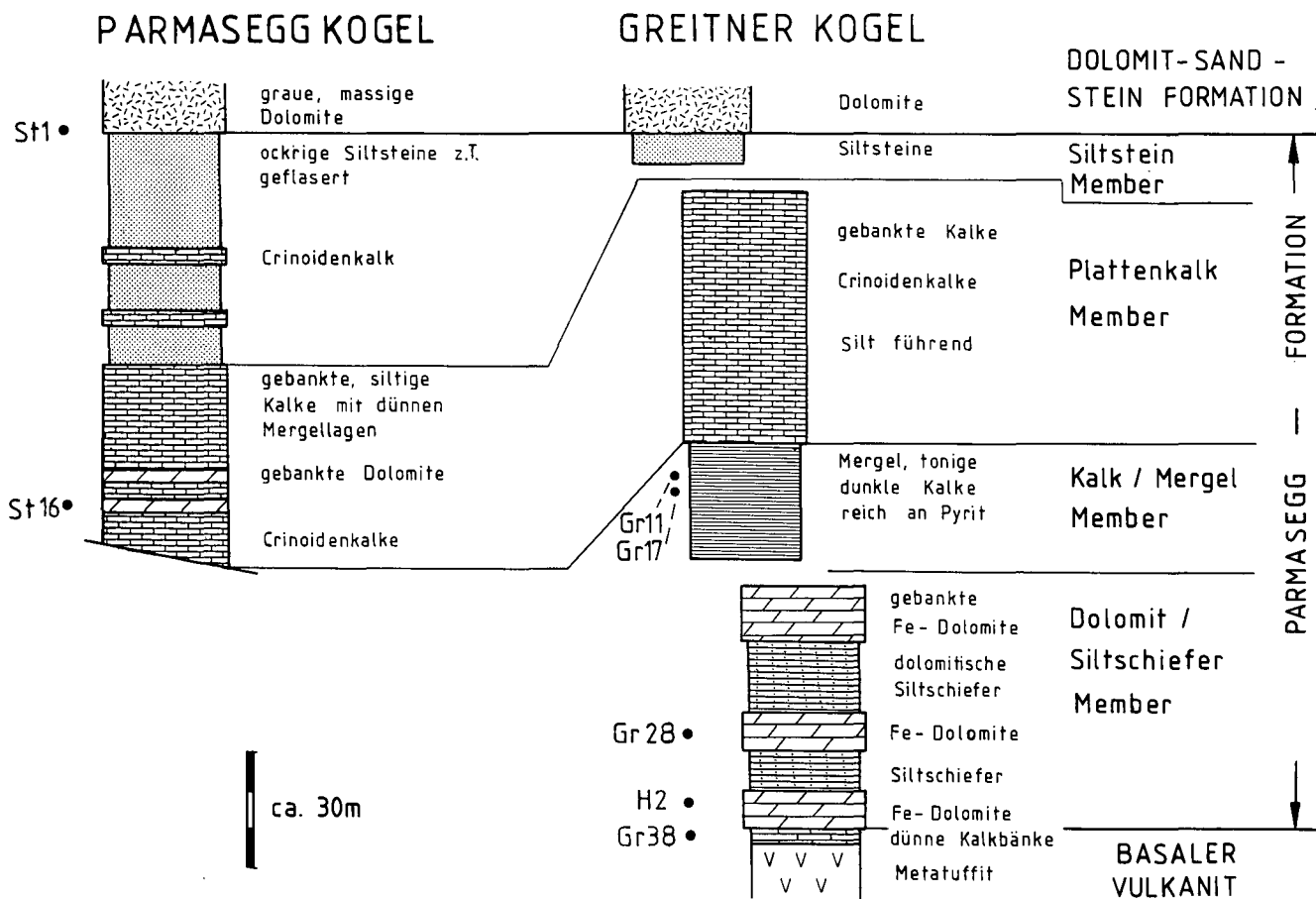


Abb. 2.

Säulenprofile durch die Parmasegg-Formation im nordwestlichen Grazer Paläozoikum.

Das Profil Parmaseggkogel charakterisiert die hangenden Member, Profil Greitnerkogel die liegenden Member dieser Formation. Die Probenpunkte mit stratigraphisch verwertbaren Conodonten sind am Rand der Profile markiert (vergleiche Tabelle 1).

Tabelle 1.

Faunenliste aus den stratigraphisch verwertbaren Conodontenproben.

Die Probenpunkte innerhalb der Schöckldecke sind in Abb. 6 eingetragen, die der Rannachdecke in Abb. 2. Die Proben M6 und M8 stammen aus dem Plattenkalkmember der Parmasegg-Formation nordöstlich des Parmaseggkogels.

SCHÖCKLGRUPPE, Waldstein-Formation

	G11	G19	G29
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pa)	●	●	●
<i>Kockelella variabilis</i> (Pa)			●
<i>Kockelella variabilis</i> (Sa)			●
Einzahnconodonten			●
Indet	●	●	●

RANNACHGRUPPE

	Gr38	H2	Gr28	Gr17	Gr11	M6	M8	St16	St1
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pa)	●			●	●		●		●
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Pb)	●						●		
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (M)	●					●			
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sa)	●								
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sb)	●						●		
<i>Ozarkodina excavata excavata</i> (Sc)	●			●		●			●
<i>Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis</i> (Pa)			●						
<i>Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis</i> (Pb)			●						
<i>Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis</i> (Sa)			●						
<i>Ozarkodina remscheidensis</i> ssp. (Pa)	●	●						●	●
<i>Ozarkodina remscheidensis</i> ssp. (Pb)	●	●							
<i>Ozarkodina remscheidensis</i> ssp. (Sa)	●								
<i>Ozarkodina inclinata wurmi</i> *) (Pa)									●
<i>Pandorinellina steinhornensis</i> ssp. (Pa)		●				●		●	●
Einzahnconodonten	●					●		●	●
Indet.	●	●	●	●	●	●		●	●

*) *Ozarkodina inclinata wurmi* entspricht dem Formelement *Spathognathodus inclinatus wurmi* in der Multielement-Taxonomie.

Dolomit-Siltschiefer-Member

In eine Serie von basalen Serizit-Chloritphylliten mit feinschichtigem Wechsel von feldspatreichen und phyllosilikatreichen Lagen (primär Aschentuffe) sind im Hangenden cm-mächtige Kalke eingeschaltet. Die Phyllite sind an ihrer Basis tektonisch begrenzt, ihre Mindestmächtigkeit beträgt 50 m. Im Hangenden folgen m-gebankte, Fe-reiche Dolomite und zwischengeschaltet dolomitisch zementierte Siltschiefer (Abb. 2). Der hangende, karbonatische Anteil dieses Members hat eine Mächtigkeit von mindestens 20 m.

Die basalen Kalke und Dolomite dieses Members liefern Conodonten, die obersilurisches Alter für diese Schichten sehr wahrscheinlich machen (Tab. 1). Zwar lieferten die basalen, dünnplattigen Kalkbänke innerhalb der Grünschiefer (Probe Gr38, Abb. 2, Tab. 1) nur die langlebige Form (Obersilur-Unterdevon, ZIEGLER, 1981) *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933), die Proben im Hangenden dieser Kalke (H2, Gr28; Abb. 2, Tab. 1) ermöglichen aber durch *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis* (WALLISER, 1964) eine Einstufung ins Obersilur (ZIEGLER, 1981).

Karbonat-Mergel-Member

Aus schwarzen sulfidreichen (Pyrit) Tonschiefern an der Basis entwickelt sich gegen das Hangende eine Karbonat-Mergelfolge (Abb. 2). Diese zeichnet sich durch den regelmäßigen Wechsel von dm-mächtigen, rückstandsarmen (<10 % salzsäureunlöslicher Rückstand) Kalken und Dolomiten mit dunklen Mergeln (≈40–50 % unlöslicher Rückstand) aus. Gegen das Hangende zu nimmt die Korngröße innerhalb der klastisch dominierten Lagen zu, es kommt zur Einschaltung von Siltbänken. Sedimentstrukturen sind spärlich. In klastischen Lagen tritt Parallellamination auf. Periodisch ab- und anschwellende Bankmächtigkeiten sowie flache, kuppelförmige Schichtungsphänomene könnten als „hummocky cross stratification“ (DOTT & BOURGEOIS, 1982) gedeutet werden.

Dolomit-Siltschiefer-Member und Karbonat-Mergel-Member sind am besten am Nordfuß des Greitnerkogels, entlang einer Forststraße die knapp südlich des Autobahnrastplatzes „Übelbach“ südlich der Ortschaft Waldstein endet, aufgeschlossen.

Plattenkalk-Member

Während die beiden oben beschriebenen Member nur lokale Verbreitung finden, baut das Plattenkalk-Member mit einer Mächtigkeit von 30–100 m die Hauptmasse der Parmasegg-Formation in diesem Raum auf (Abb. 1,2). Es sind cm-dm-gebankte plattig brechende Kalke mit tonigen, teilweise siltigen Einschaltungen (Abb. 3). Untergeordnet kommen Dolomitbänke vor, vereinzelt auch Tuffite. Häufig auftretende Schuttkalke bestehen zumeist aus disartikulierten Echinodermenstielgliedern, Korallenresten und Lithoklasten. Die Schuttkalke zeigen Rinnengeometrie oder bilden die basalen Lagen von Dolomitbänken. An bankungsinternen Strukturen sind strömungsbedingte Regelung von Crinoidenstielgliedern sowie normale Gradierung beobachtbar. Normale Gradierung mit basaler Anreicherung von Quarz und Plagioklas ist in den zwischengeschalteten Siltschiefern ausgebildet.

Dieses Member entspricht etwa der Bankkalk-Mergel Wechselfolge wie sie NEUBAUER (1989) aus dem Rötischgraben beschreibt.

Siltstein-Member

Diese Entwicklung tritt im besprochenen Gebiet in geringer Mächtigkeit auf (0–30 m) und dürfte seine Hauptverbreitung im südlichen Grazer Paläozoikum haben (POLTNIG, 1984). Es sind überwiegend geflaserte und feinschichtige Siltsteine, Grobsilt bis Feinsandlagen wechseln mit Tonlagen im mm-Bereich. Spurenfossilien sind häufig, vereinzelt sind Fluchtspuren der bodenlebenden Organismen erhalten. Echinodermatenschuttkalke treten nur sporadisch in diesem Member auf. Der Gesteinsinhalt entspricht dem Siltstein-Member von NEUBAUER (1989).

Das hier beschriebene Profil durch Plattenkalk-Member und Siltstein-Member liegt am Südosthang des Parmaseggkogels (Abb. 1).

Alterseinstufung

Trotz spärlicher Altersdaten kann der stratigraphische Umfang der Parmasegg-Formation in diesem Gebiet recht gut abgegrenzt werden (Tab. 1). In den basalen Dolomiten des Dolomit-Siltschiefer-Members konnte durch *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis* (WALLISER, 1964) Obersilur (eosteinhornensis Zone) nachge-



Abb. 3.
Charakteristisch für das Plattenkalk-Member der Parmasegg-Formation ist die Wechsellagerung von dm-gebanken, häufig echinodermatenführenden Kalken mit siltig-tonigen Schieferlagen.
Aufschluß am Südfuß des Greitnerkogels.

wiesen werden (ZIEGLER, 1981). Die erste Dolomitbank der Dolomitsandsteinfoolge im Profil Parmaseggkogel (Abb. 2) lieferte mit *Spathognathodus inclinatus wurmi* (BISCHOFF & SANNEMANN, 1958) Conodonten, die nach (SCHULZE, 1968) oberes Siegen bis oberes Ems wahrscheinlich machen. *Spathognathodus inclinatus wurmi* entspricht nach der Multielement-Taxonomie dem Formelement *Ozarkodina inclinata wurmi* (Pa).

2.1.2. Dolomitsandstein-Formation und Barrandei-Schichten

Dolomitsandstein-Formation

Weitgehend einheitlich entwickelt ist die, von FENNINGER & HOLZER (1978) als lagunäre Fazies beschriebene Dolomitsandstein-Formation. Ausnahmen bilden das basale Quarzarenit-Member (HERITSCH, 1917, 1927) mit dolomitisch zementierten Sandsteinen, das nur im Bereich Schartnerkogel (Abb. 1, Abb. 4) entwickelt ist, und eine Kalk-Tuff-Schichtfolge (Kalk-Member) innerhalb der massigen Dolomite (Abb. 4, Abb. 5a,b,c).

Kalk-Member

Am Westabfall des Gams- und Schartnerkogel (Abb. 1) ist dieses, etwa 5 m mächtige Member entlang zweier Forststraßen aufgeschlossen. Es sind dm-gebankte Kalke mit mergeligen Zwischenlagen. Die Bankgeometrie und Internstruktur der Kalke und Mergel weisen auf hohe Strömungsenergie hin. Schuttkalke zeigen Rinnegeometrie und andeutungsweise Schrägschichtungsstrukturen. Zerbrochene Biogenreste bilden die basalen Lagen der Kalkarenite (Abb. 5a), Siltlagen sind gradiert und bilden die basalen Anteile innerhalb der Kalkbänke (Abb. 5b), Feinklastika zeigen Parallellami-

nation. Die Strukturen ähneln denen des Plattenkalk-Member der Parmasegg-Formation.

Ein wenige Dezimeter mächtiger, rot-grün gebänderter Aschentuff mit einzelnen Lapilli (Abb. 5c) ist den Kalken zwischengeschaltet und der einzige Hinweis für vulkanische Tätigkeit innerhalb der Dolomitsandstein-Formation in diesem Areal. Aus den Einschlagsspuren größerer Lavafetzen (Abb. 5c) läßt sich fallweise die Flugrichtung und somit die ungefähre Lage des Ausbruchszentrums ballistisch bestimmen. Bezogen auf die heutigen geographischen Koordinaten muß das Eruptionszentrum im Süden des Arbeitsgebietes gelegen haben.

Die hellen, massigen Dolomite der Dolomitsandstein-Formation entwickeln sich in den Hangendbereichen zu dunklen, gebankten Dolomiten. Diese leiten zu den Barrandei-Schichten über, die in den Gipfelbereichen des Schartnerkogels und Niesenbacherkogels, etwa 1000 m westlich des Schartnerkogel, (Abb. 1) aufgeschlossen sind.

Barrandei-Schichten

Einerseits weisen Algenlaminite (Stromatolithen) und pelletoidführende, mikrosparitische, teilweise bioturbat verwühlte Kalke auf ruhigen Ablagerungsraum hin (Abb. 5d). Andererseits sind syndesimentäre Breckzien aus schlecht sortierten Intraklasen (Abb. 5e), allseitige Algenumkrustung von Biogenen und Floatstones (Abb. 5f) Indikatoren für hohe Wasserenergie. Charakteristisch ist weiters fleckige bis buchtige Dolomitisierung der Kalkbänke.

Eine aktuelle Bearbeitung der Barrandei-Schichten erfolgte durch HUBMANN (1990a,b). Er gibt für dieses Schichtglied flachmarinen, lagunären Ablagerungsraum bis hin zu Plattformhangfazies an.

GAMSKOGEL

SCHARTNERKOGEL

BARRANDEISCHICHEN

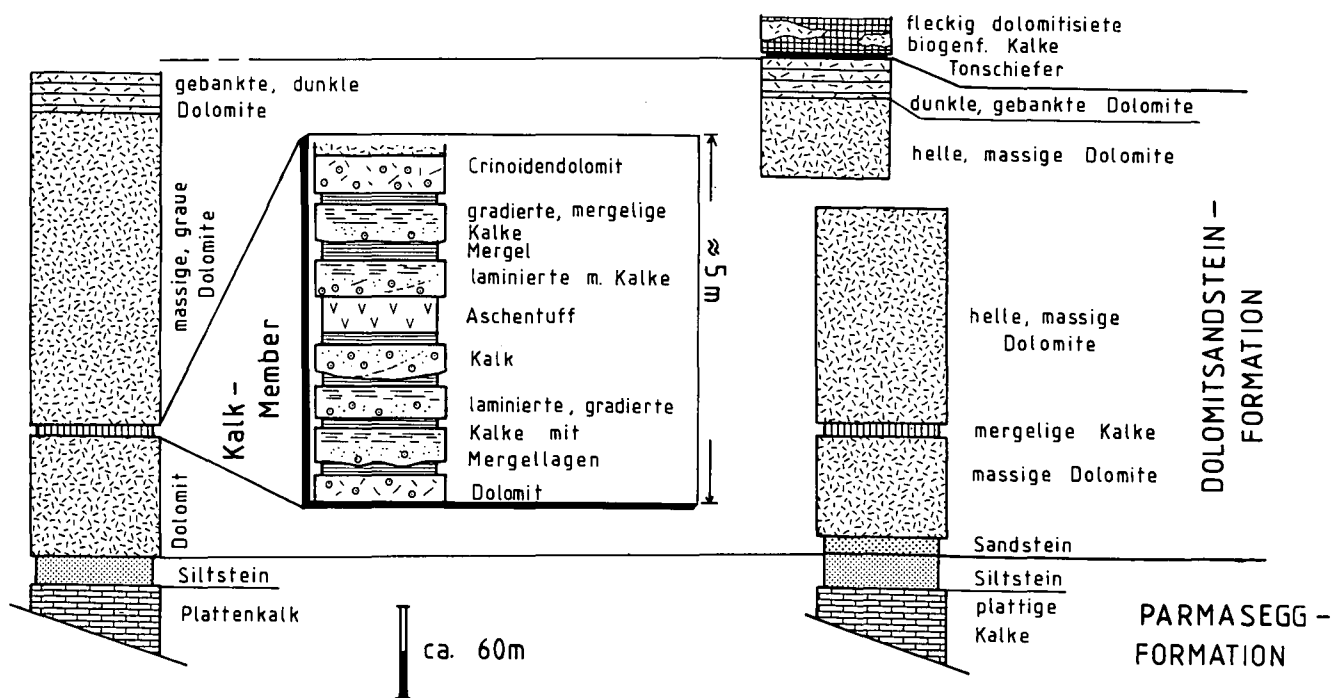


Abb. 4. Die Schichtfolge der Dolomitsandstein-Formation und der basalen Barrandei-Schichten am Schartnerkogel und Gamskogel.

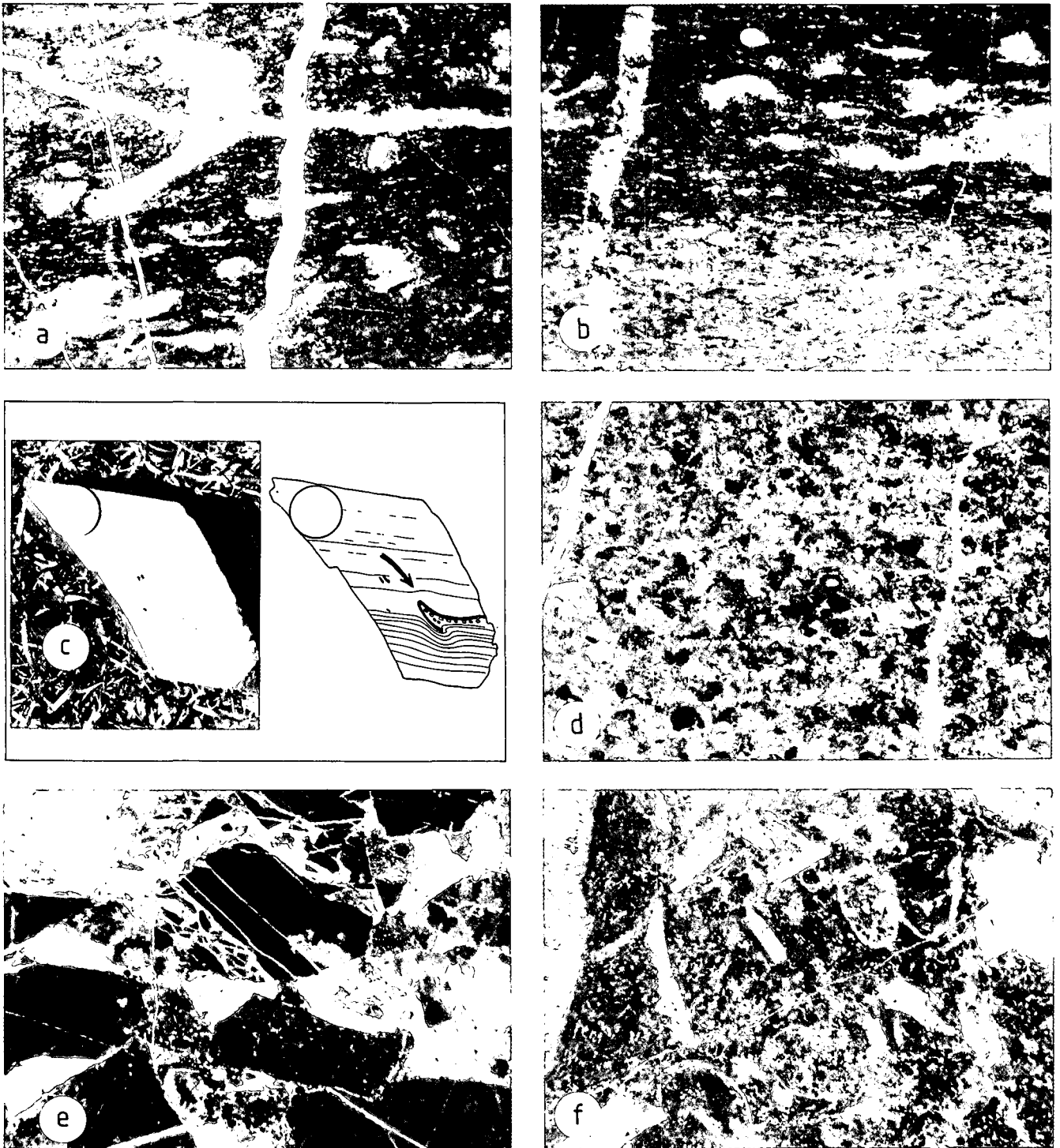


Abb. 5.

Gesteinstypen aus dem Kalk-Member der Dolomitsandstein-Formation vom Osthang des Gamskogels (Abb. 5a,b,c) und den Barrandei-Schichten westlich vom Scharnerkogel (Abb. 5d,e,f).

- a) Biogenschuttalk mit Schalenbruchstücken.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- b) Tonreicher Kalk mit basaler Siltsteinlage.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 4 mm.
- c) Aschentuff mit Lapilli. Deutlich sind die Einschlagsspuren eines rändlich abgeschreckten, glasigen Lavafetzens zu sehen. Die Flugrichtung des Lapilli ist in der Skizze durch den Pfeil angedeutet.
- d) Pellet, Silt und Biomorpha führender Kalk.
Wackestone; gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- e) Mehrphasig Breckzienbildung in Barrandei-Schichten. Frühe, synsedimentäre? Breckzie im Bildzentrum.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 4 mm.
- f) Biogenschuttalk mit Schalenbruchstücken und Echinodermenresten (Floatstone).
Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.

2.1.3. Ablagerungsraum

Parmasegg-Formation

Die Lithologie des Kalk-Mergel-Member spricht für einen Ablagerungsraum, wie sie EINSELE (1982) und EINSELE & SEILACHER (1982) für Kalk/Mergel-Zyklen fordern. Diese bilden sich in ruhigem Milieu unterhalb der Sturmwellenbasis, wenn die Subsidenz durch die Sedimentationsrate kompensiert wird. Akzeptiert man die Deutung der flachkuppeligen Schichtungsphänomene in den klastischen Sedimenten dieses Members als hummocky cross bedding, so weist das darauf hin, daß der Ablagerungsbereich zunehmend in den Einflußbereich von Stürmen gelangte, das heißt, seichter wurde. Diese Deutung wird bestätigt durch die zahlreichen Hinweise auf höherenergetische Ablagerungsbedingungen im überlagernden Plattenkalk-Member. Sowohl die Geometrie der Bänke als auch bankinterne Strukturen machen Tempestitablagerungen, wie sie AIGNER (1985) beschreibt, sehr wahrscheinlich. Sedimentstrukturen und Biogene des Siltstein-Members werden in Übereinstimmung mit POLTNIG (1984) als Ablagerungen eines seichten, wattähnlichen Milieus gedeutet.

Die Parmasegg-Formation nimmt somit eine vermittelnde Stellung zwischen den pelagisch bis flachmarinen vulkanoklastisch dominierten Schichten von Kehr und der flachmarinen Dolomitsandstein-Formation ein. Unterschiedliche Mächtigkeiten der Schichtfolgen sowie laterale Verzahnungen der Member sind Ausdruck heterogener bathymetrischer Ablagerungsbedingungen (Abb. 10). Dabei dominieren im besprochenen Gebiet Ablagerungen des wellendominierten Bereiches, supratidale Sedimente, wie sie im Haritzgraben existieren (NEUBAUER, 1989), fehlen.

Akzeptiert man die Vorstellungen eines, vom Vulkanismus gesteuerten Reliefs mit Vulkaninseln (NEUBAUER, 1989), so muß für das Liegende der Parmasegg-Formation in diesem Gebiete distale Vulkanitfazies mit Tuffen angenommen werden. Durch den tektonischen Zugschnitt dieser Schichtfolge in diesem Gebiet kann diese Annahme nicht überprüft werden. Einzig am Greitnerkogel (Abb. 2) sind Tuffite im Liegendanteil des Dolomit-Siltschiefer-Members aufgeschlossen. Dieses Member nimmt allerdings eine Sonderstellung in der Silurentwicklung des Grazer Paläozoikums ein.

Das liegendste Member (Dolomit-Siltschiefer-Member) ist auf den Bereich Greitnerkogel (Abb. 2) beschränkt. Diese lithologische Vergesellschaftung ist im Obersilur des Grazer Paläozoikums unbekannt, gewisse Ähnlichkeit besteht nur zur oberilurischen Dolomitentwicklung von Eggenfeld (EBNER, 1976; NEUBAUER 1989). Ähnliche Folgen beschreiben HÖLL (1970) und NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) aus der Stolzalpendecke in den Gurktaler Alpen. Da der direkte Kontakt des Dolomit-Members zu dem überlagernden Kalk-Mergel-Member nicht aufgeschlossen ist, ist die Zuordnung dieser Folge zur Parmasegg-Formation sehr hypothetisch. Die Einführung einer eigenen Formation wäre daher überlegenswert.

Mit dem Einsetzen der Dolomite der Dolomitsandstein-Formation kommt es zu einem weitgehend homogenen, flachmarinen Ablagerungsraum. Einzig der Aschentuffhorizont im tieferen Teil dieser Formation (Abb. 4, Abb. 5f) könnte Äquivalent des Diabas-tuffhorizonts (HERITSCH, 1917) aus dem Süden des Grazer Paläozoikums sein, geringe Korngrößen der Tuffe sind Indizien für große Entfernung zum Eruptionszen-

trum. Das gemeinsame Auftreten von Schuttkalken mit den Tuffen könnte als Folge erhöhter Bodenunruhen im Zusammenhang mit dem unterdevonen Vulkanismus gedeutet werden. Dies führte lokal zu kurzfristiger Unterbrechung der Lagunenfazies und begünstigte höherenergetische Ablagerungen (Abb. 10).

Mit dem Einsetzen der Barrandei-Schichten findet die homogene Dolomitentwicklung ein Ende und der Ablagerungsraum wird wieder heterogener (HUBMANN, 1990).

2.2. Schöcklgruppe

Das gemeinsame Auftreten von Schwarzschiefern mit dem Schöcklkalk mag Anlaß für FLÜGEL et al. (1952) gewesen sein, die tieferen Schichtfolgen des Grazer Paläozoikums „Tonschieferfazies“ zu nennen. EBNER & WEBER (1978) bezeichnen die basale grüngesteinsbetonte und Schwarzschiefer führende Schichtfolge der tieferen Decken als Passailer Schichten und eine hangende karbonat- und kohlenstoffreiche Serie als Arzberg-Schichten. Beide Schichten, getrennt vom Hundsberg-Quarzit, werden zur Passailer Gruppe zusammengefaßt. WEBER (1990) hingegen schreibt (p. 13):

„... Petrographisch bestehen zwischen den Gesteinen der Passailer Schichten bzw. den Arzberg-Schichten keine signifikanten Unterschiede ...“

Die basale Metavulkanitfolge und die Schwarzschiefer sind, meiner Ansicht nach, in diesem Gebiet eng mit dem Schöcklkalk verknüpft. Die enormen Kompetenzkontraste zwischen den leicht verformbaren Schwarzschiefern und dem relativ starren Schöcklkalk (vergleiche Kapitel 3) begünstigen natürlich die Ausbildung von Abscherflächen an dieser Grenze, ein ungestörter sedimentärer Kontakt ist daher nicht zu erwarten. Dies ist allerdings kein Argument für oder gegen eine Zusammengehörigkeit der Schwarzschiefer zum Schöcklkalk. Aufgrund der Kartierung und regionalgeologischer Überlegungen stelle ich diesen Gesteinsverband (basaler Vulkanit und Schwarzschiefer) wie FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984) zur Schöcklgruppe. Die Zuordnung, wie sie WEBER (1990) vorschlägt würde außerdem eine zusätzliche Decke, bestehend aus dem Schöcklkalk, notwendig machen.

Eine stark vereinfachte Gliederung der Schöcklgruppe umfaßt drei lithostratigraphische Einheiten. Vom Liegenden ins Hangende sind dies:

- Silurische Vulkanite (Waldstein-Formation).
- Unterdevonische karbonatisch-siliziklastische Gesteine (Arzberg-Formation).
- Mitteldevonische (?) Karbonate (Schöcklkalk-Formation).

2.2.1. Waldstein Formation

Vulkanite und Grüngesteine sind sowohl an der Basis der Rannachgruppe (Schichten von Kher, FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972) als auch im Liegendanteil der Schöcklgruppe weit verbreitet. Die Vulkanite dieses Gebietes unterscheiden sich vor allem im Grad der Metamorphose von den Grüngesteinen im Haritzgraben (NEUBAUER, 1989) oder Kher (NEUBAUER, 1991), die eindeutig zur Rannachgruppe zu stellen sind. Im Gegensatz zu Vulkaniten der Rannachgruppe im Süden des

PARMASEGGKOGEL

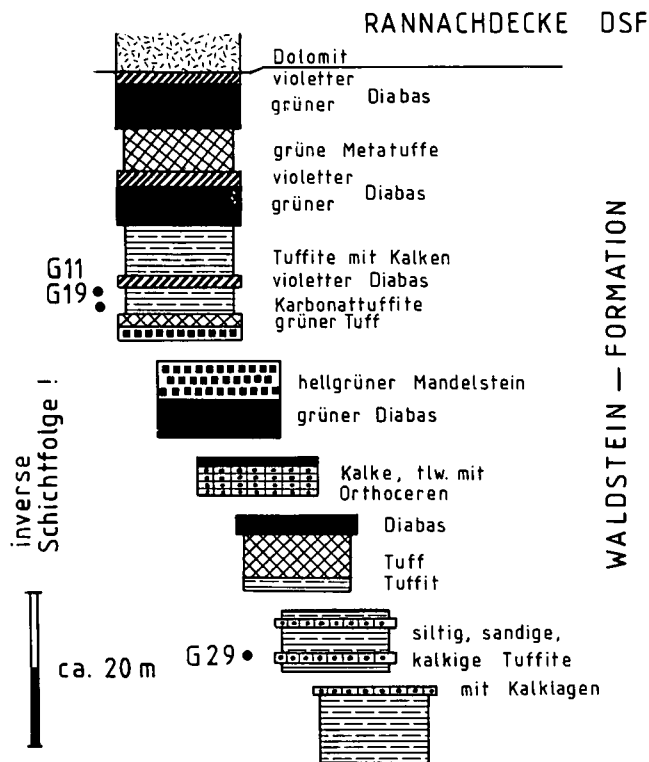


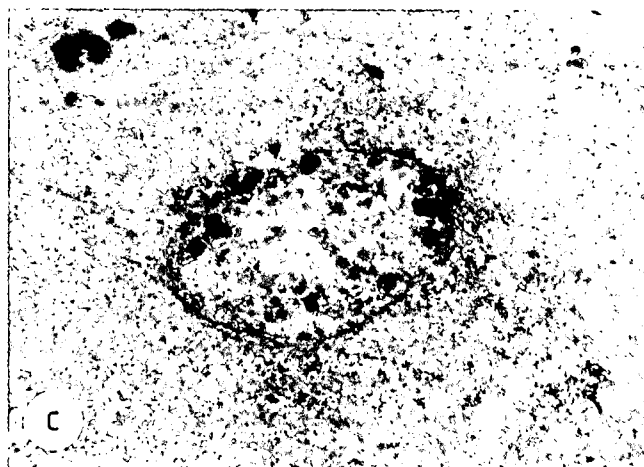
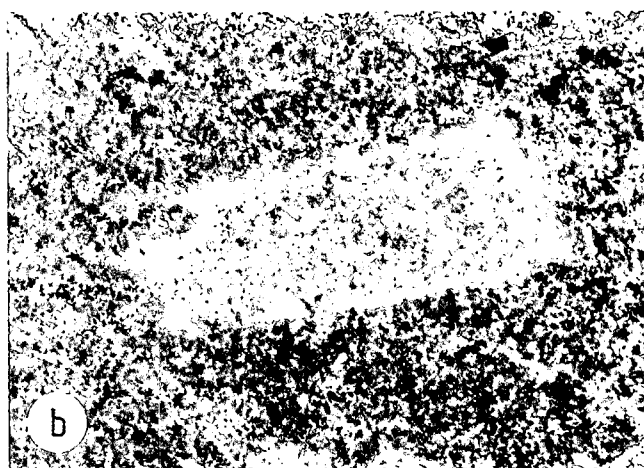
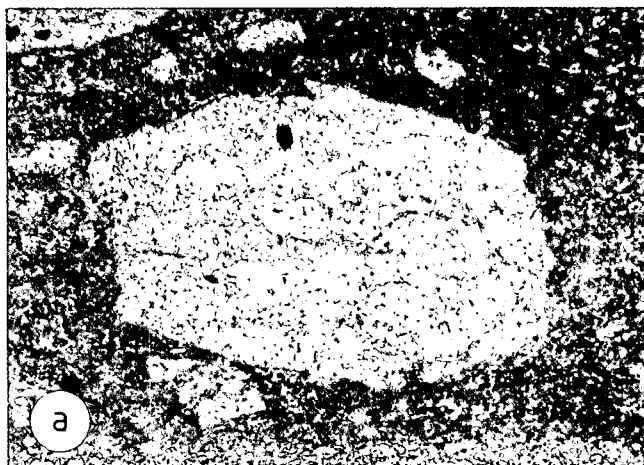
Abb. 6. Profil durch die Waldstein-Formation (inverse Schichtfolge!) südlich des Parmaseggkogels und Lage der Conodontenfundpunkte.

Grazer Paläozoikum werden hier Mineralparagenesen mit Albit – Aktinolith – Epidot – Chlorit – Quarz („niedriggradige Metamorphose“ nach WINKLER, 1979) erreicht. Da überdies die Grüngesteine in diesem Gebiet zumeist mit der siliziklastischen Arzberg-Formation (EBNER & WEBER, 1978), die wiederum mit der Schöcklkalk-Formation verknüpft sind, werden sie zum überwiegenden Teil zur Schöcklgruppe gestellt. Nur an einer Lokalität, südlich des Greitnerkogel (Abb. 2), werden Vulkanite (Aschentuffe) sedimentär von den Sedimenten des Dolomit-Siltschiefer-Members der Parmasegg-Formation überlagert. Die Stellung dieses Members mit seiner für das Grazer Paläozoikum abnormen Entwicklung ist allerdings noch nicht zur Gänze geklärt.

Die Aufstellung einer neuen Formation (Waldstein-Formation) erscheint gerechtfertigt, da diese zur Schöckldecke gerechnete Gesteinsvergesellschaftung unzureichend definiert ist. Die Metavulkanite entsprechen den Grüngesteinen, wie sie WEBER (1990) beschreibt („Grüngesteine i.A.“, WEBER, 1990; p.13). Zusätzlich beinhalten die Metavulkanite im Arbeitsgebiet noch Karbonattuffite, Orthocerenkalke und Echinoder-

Abb. 7. Vulkanite der Waldstein-Formation südlich des Parmasegg-Kogels (Abb. 7a,b,c) und südlich von Guggenbach (Abb. 7d).

- a) Formrelikt von Chlorit und Aktinolith nach primärmagmatischem Amphibol. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈4,5 mm.
- b) Relikt eines primärmagmatischen An-reichen Plagioklases. Sekundäre Veränderungen sind der Zerfall zu Epidot und Albit und Serizitisierung. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈2,5 mm.
- c) Karbonat- und erzgefüllte Vakuole in blasenreicher Lava (Mandelstein). Parallele Nicols, lange Bildkante ≈4 mm.
- d) Deformierter Mandelstein. Vakuolen sind mit Kalzit gefüllt und bilden rigide Körper in deren Druckschatten Chlorit (Ch) wächst. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈6 mm.



matenschuttkalke. Der Name Waldstein-Formation wurde gewählt, da das beschriebene Profil am Südhang des Parmaseggkogels unweit der Ortschaft Waldstein liegt und die Assoziation zu dem, von ANGEL (1954) beschriebenen Gestein "Waldsteinit" durchaus beabsichtigt ist. Als Beispiel für den Gesteinsinhalt der Waldstein-Formation der Schöcklgruppe wird ein Profil südlich des Parmaseggkogels beschrieben (Abb. 6). Bedingt durch den alpidischen Faltenbau (vergleiche Kapitel 3) liegt dieses Profil in inverser Lagerung vor.

- Die basalen Grünschiefer zeigen trotz grünschieferfazieller Metamorphose gut erhaltene Formrelikte von primärem Pyroxen und/oder Amphibol (Abb. 7a) und Plagioklaseinsprenglingen (Abb. 7b). Die Grundmasse besteht aus feinkörnigem Feldspat, Quarz, Chlorit, Epidot, bis zu 5 % Leukoxen und sekundärem Serizit aus dem Zerfall von Feldspat. Metamorphose und starke Durchbewegung erzeugen ein Gestein, daß im Gelände als Fleckengrünschiefer angesprochen wird (Abb. 7c) Die Vakuolen blasenreicher Laven (Mandelsteine) sind sekundär mit Kalzit oder Chlorit gefüllt (Abb. 7d).
- Als Metatuffe werden feinblättrige, durch feldspatreiche und chloritreiche Lagen hell/dunkel gebänderte Grünschiefer gedeutet. Ihre Farbvarietät reicht von hellgrün bis violett. Serizit kommt nur sehr selten vor.
- Im Hangenden dieser vulkanitdominierten Folge schalten sich karbonatische Tuffite und Kalke mit wechselndem siliziklastischen und tuffogenem Anteil ein. Die tiefgründige Verwitterung gibt ihnen eine charakteristische ockerfarbene bis schmutziggelbe Farbe. Den Tuffiten sind Echinodermaten-

schuttkalke und südöstlich des Parmaseggkogels braune Orthocerenkalke zwischen geschaltet. Conodonten erlauben eine Einstufung der Kalke ins Ludlow (Probe G29, Abb. 6, Tab. 1). Die langlebige Form *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL, 1933) kommt nach ZIEGLER (1981) ab dem Silur (crassa-Zone) bis ins Unterdevon (Ems) vor und ist somit wenig aussagekräftig. Durch *Kockelella variabilis* (WALLISER, 1957), die auf crassa-Zone bis siluricus-Zone beschränkt ist (ZIEGLER, 1981) kann das Alter auf Ludlow eingeschränkt werden (Probe G29, Abb. 6, Tab. 1).

2.2.2. Arzberg-Formation und Schöcklkalk-Formation

Arzberg-Formation

Aus der basalen Folge von Karbonattuffiten mit wechselndem Anteil an Terrigenmaterial (Quarz, vereinzelt detritische Glimmer) entwickeln sich die, für die Arzberg-Formation in diesem Raum typischen Schwarzschiefer und Phyllite. Als Abgrenzungsmerkmal gegen die Waldstein-Formation wurde das Fehlen von vulkanogenem Einfluß herangezogen. Zur Charakterisierung dienen zwei Profil aus dem Arbeitsgebiet (Abb. 8) und eine Abfolge aus dem Raum westlich des Rabensteiner Schöcklkalkzuges (Profil Topenauer, TSCHELAUT, 1985).

Charakteristisch ist die große lithologische Variabilität bedingt durch schwankenden klastischen Input. Der Karbonatgehalt (Kalzit und untergeordnet Dolomit) schwankt zwischen 10 % und 60 %. Der nichtkarbonatische Anteil besteht aus Quarz, Feldspat (hauptsäch-

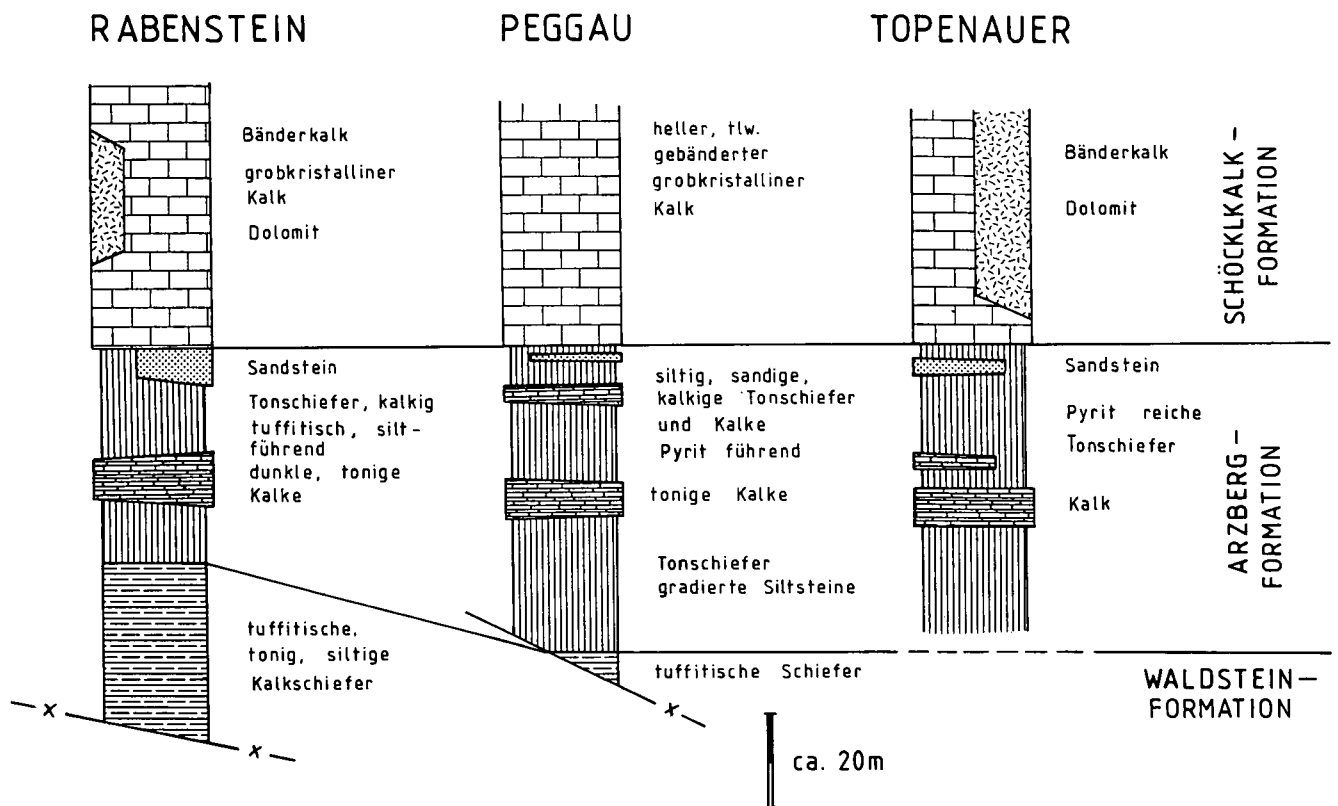


Abb. 8. Die Schichtfolgen von Arzberg-Formation und Schöcklkalk-Formation anhand dreier Profile. Profil Topenauer nach TSCHELAUT (1985), der die basale Kalkrippe mit Conodonten ins Unterdevon einstuft konnte.

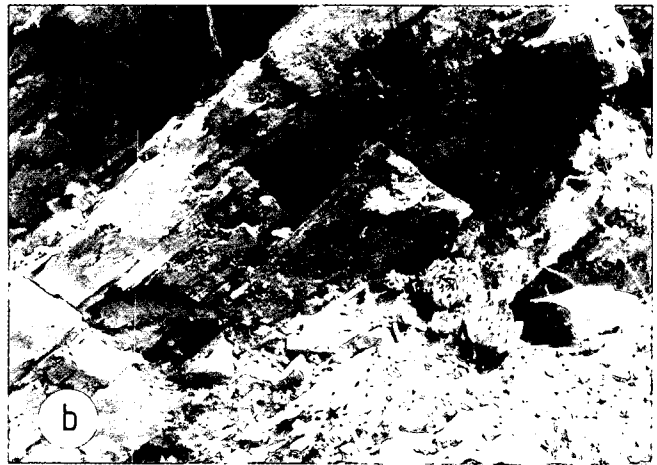


Abb. 9.

Grobklastika der Schöcklgruppe.

- a) Sandsteinlage in Tonschiefern der Arzberg-Formation bei Peggau. Im Druckschatten der Quarzkörner bildet sich sekundäres Karbonat. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 6 mm.
 b) Sandsteine im Hangendstein der Arzberg-Formation östlich des Rabensteiner Schöcklkalkzuges.

lich Plagioklas), Hellglimmer und bis zu 1 % Pyrit. Temporär kam es zur Schüttung unreifer Sandsteine, die gradiert sind und karbonatisch zementiert wurden (Abb. 9a). Ein mächtigeres Schichtpaket von Sandsteinen am Top der Arzberg-Formation (Abb. 9b) ist durch geringeren Karbonat- und höheren Quarzanteil charakterisiert. Diese Sandsteine sind von nur geringer lateraler Verbreitung.

TSCHELAUT (1985) gelang es, eine Kalkrippe innerhalb der Arzberg-Formation westlich des Rabensteiner Schöcklkalkzuges (Profil Topenauer, Abb. 8) mit Conodonten ins Unterdevon (Lochkov) einzustufen und frühere Datierungsversuche (GOLLNER, 1985; NEUBAUER, 1984) zu präzisieren.

Schöcklkalk-Formation

Im Hangenden der Arzberg-Formation kommt es mit dem Einsetzen der Schöcklkalke zu einer homogenen Karbonatplattformentwicklung. Fallweise wird der hellweiße bis gebänderte Schöcklkalk (eigentlich Marmor) durch Dolomit ersetzt.

2.2.3. Ablagerungsraum

Einschaltungen von Orthocerenkalken in den Metavulkaniten belegen, daß zumindest für einen Teil des Metavulkanitkomplexes der Schöcklgruppe (Waldstein-Formation) ein pelagischer Ablagerungsraum angenommen werden muß. Die maximale Meerestiefe ist durch die Existenz von Mandelsteinen mit etwa 500 m limitiert, da in größeren Tiefen der Druck der Wassersäule in der Regel Blasenbildung verhindert hätte (CAS & WRIGHT, 1987).

In der Arzberg-Formation weisen die Sulfid vererzten (Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende) Schwarzschiefer auf Beckenentwicklung unter reduzierendem Milieu während der Sedimentation oder Diagenese hin. WEBER (1977, 1990) gliedert in überzeugender Weise dieses Becken aufgrund der Vererzungstypen in Schwellen (Sulfatvererzung) und Beckenbereiche (Sulfidvererzung). Temporäre klastische Schüttung, wie sie durch gradierte Silt- und Sandsteine belegt ist, ist ebenfalls Hinweis für ein akzentuiertes Relief. Zunehmender gröberklastischer Input gegen das Hangende gleicht Reliefunterschiede

aus und bildet die Basis für die einheitliche Karbonatentwicklung.

Generell ähnelt die Arzberg-Formation dem Liegendanteil des Kalk-Mergel-Members der Parmasegg-Formation, wenngleich der Anteil an Tonfraktion in der Arzberg-Formation größer ist.

2.3. Faziesinterpretation

Die lithologische und zeitliche Entwicklung der Schöcklgruppe und Rannachgruppe verläuft sehr ähnlich. Silurischen Vulkaniten folgen ab dem Obersilur/Unterdevon karbonatisch-klastische Sedimente und darauf eine Karbonatplattformentwicklung.

In den basalen Vulkaniten der Schöcklgruppe (Waldstein-Formation) fehlen Anzeichen von subärischen Vulkaniten, wie sie NEUBAUER (1989) aus der Rannachgruppe beschreibt. Auch dominieren feinkörnige pyroklastische Sedimente, die auf relativ große Entfernung zum Ausbruchszentrum hinweisen, gegenüber der proximalen Vulkanitfazies der Rannachgruppe im Haritzgraben. Orthocerenkalken in den Tuffiten der Schöcklgruppe sind weitere Anzeichen für pelagische Fazies.

Auffällig sind die großen lithologischen Ähnlichkeiten zwischen dem Kalk-Mergel-Member der Parmasegg-Formation und den \pm zeitgleichen Schwarzschiefern der Arzberg-Formation. Während jedoch in der Rannachgruppe zunehmend regressive Bedingungen bis ins Intertidal nachgewiesen werden können und lateral sowie vertikal unterschiedliche Entwicklungen auf unterschiedlich bathymetrische Bedingungen hinweisen, muß für die Schöcklgruppe ein Becken als Ablagerungsraum angenommen werden. Dieses Becken scheint zwar auch gegliedert, ein supratidaler Bildungsraum wird aber nicht erreicht. Eine schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen zeigt Abb. 10.

Zur Faziesangleichung kam es mit der mitteldevonen Plattformentwicklung.

FRITZ & NEUBAUER (1988) interpretieren die Obersilur-entwicklung im Grazer Paläozoikum unter Einbeziehung der Laufnitzdorfgruppe (GOLLNER et al., 1982) im Sinne einer riftbedingten Extensionstektonik; es entwickelt sich ein passiver Kontinentalrand. Echte ozeanische Kruste konnte aber weder im Grazer Paläozoikum,

RANNACHGRUPPE

SCHÖCKLGRUPPE

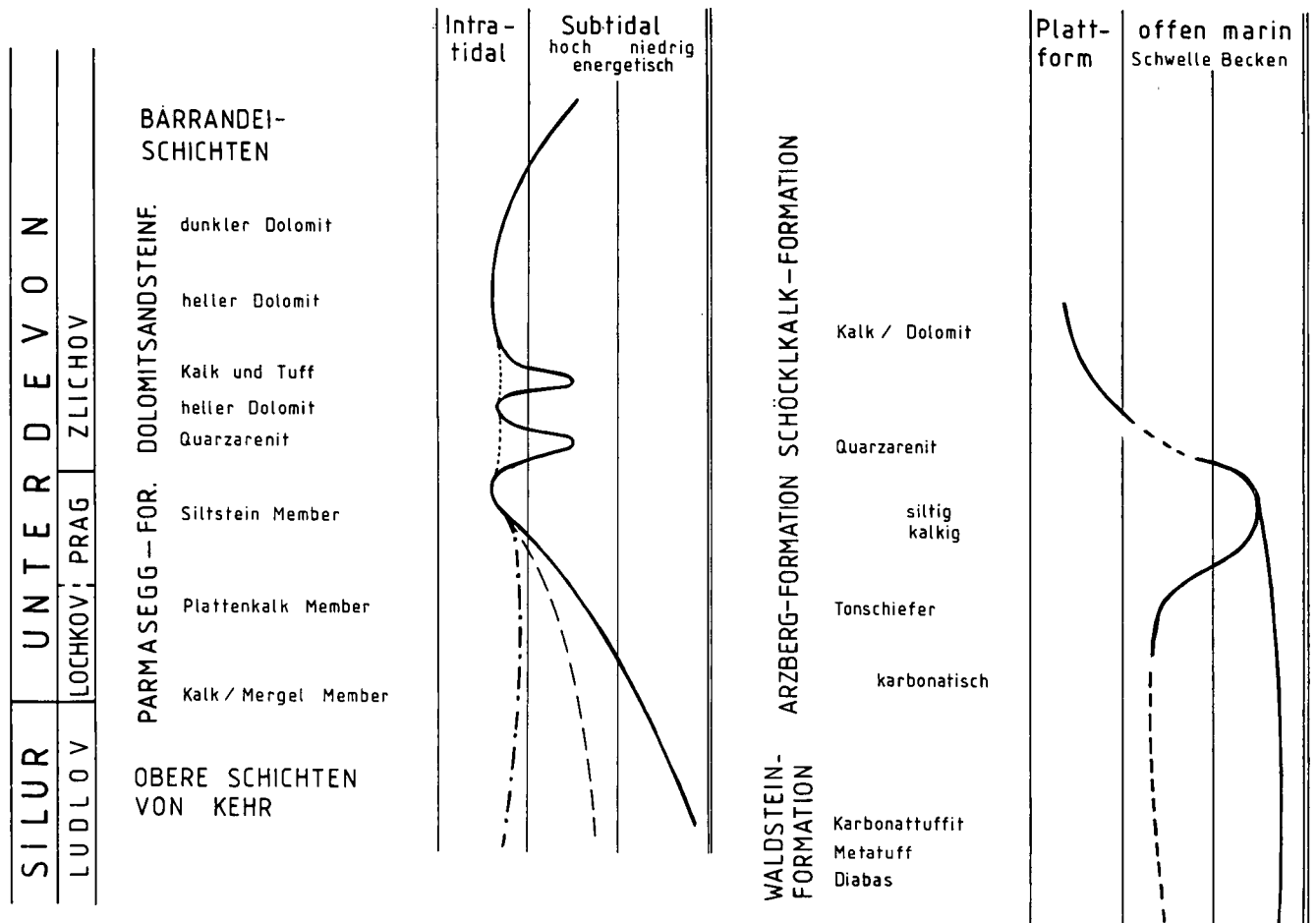


Abb. 10.

Schematisches Entwicklungsschema für Schöcklgruppe und Rannachgruppe. Faziesverzahnungen spiegeln die Gliederung des Ablagerungsraumes in Becken und Schwellen wieder.

noch in den anderen oberostalpinen Altpaläozoikums-vorkommen nachgewiesen werden (HEINISCH, 1988; SCHLAMBERGER, 1988; LOESCHKE, 1989).

3. Tektonik

Gerade dieses Gebiet zwischen dem Murtal bei Peggau/Deutschfeistritz und der Kristallingrenze bei Übelbach war seit Beginn dieses Jahrhunderts Prüfstein für die stratigraphischen und tektonischen Konzepte im Grazer Paläozoikum. Abgesehen von WAAGEN (1930), der glaubte mit Bruchtektonik sein Auslangen finden zu können, versuchten alle übrigen Autoren den Bau mit Deckentektonik zu erklären (als Zusammenfassung siehe FLÜGEL, 1975, cum lit.).

Der geologische Bauplan dieses Gebietes ist geprägt durch die Stapelung von Gesteinen der Rannachgruppe über verschiedene Elemente der Schöcklgruppe (Abb. 11). Dabei sind Gesteine der Rannachgruppe vorwiegend auf das höchste tektonische Stockwerk beschränkt, als lithotektonischer Begriff wurde der Name Rannachdecke eingeführt (HERITSCH, 1927). In ähnlicher Weise bezeichnet man die tiefere Decke, die vorwiegend aus Gesteinen der Schöcklgruppe aufgebaut wird, als Schöckldecke.

Als Abscherungshorizont zwischen Schöckldecke und Rannachdecke dienten die karbonatisch-klasti-

schen Gesteine der Parmasegg-Formation, die, je nach Geometrie der Deckenbahn, basal zugeschnitten sind oder, bei kletternden Deckenbahnen, fehlen. In der Rannachdecke ist die Deformation auf dieses Schichtglied konzentriert, die überlagernden Dolomite zeigen, bedingt durch geringe Verformbarkeit dieser Gesteine wenig interne Deformation.

Gleithorizonte in der Schöckldecke sind bevorzugt die Schwarzschiefer der Arzberg-Formation, wengleich der gesamte Schichtstapel der Schöckldecke intern duktil deformiert ist.

Der Deckenstapel bildet eine flache Mulde, die im Osten gegen W und im Westen gegen SE einfällt. Schichtinversionen des Schöcklkalks, ein im Osten des Gebietes kartierbarer Schuppenbau und steilstehende Scherzonen im Westen komplizieren diese einfache Geometrie.

3.1. Deformationsabfolge

Anhand von Mikrostrukturen und Strukturen im Aufschlußbereich sollen die relative zeitliche Abfolge der Strukturprägungen, der kinematische Deformationsablauf und die Verformungsmechanismen erläutert werden. Die Auswirkungen dieser strukturprägenden Ereignisse auf den Großbau, wie er im Kartenbild sichtbar ist, wird im Anschluß daran anhand dreier Profile diskutiert.

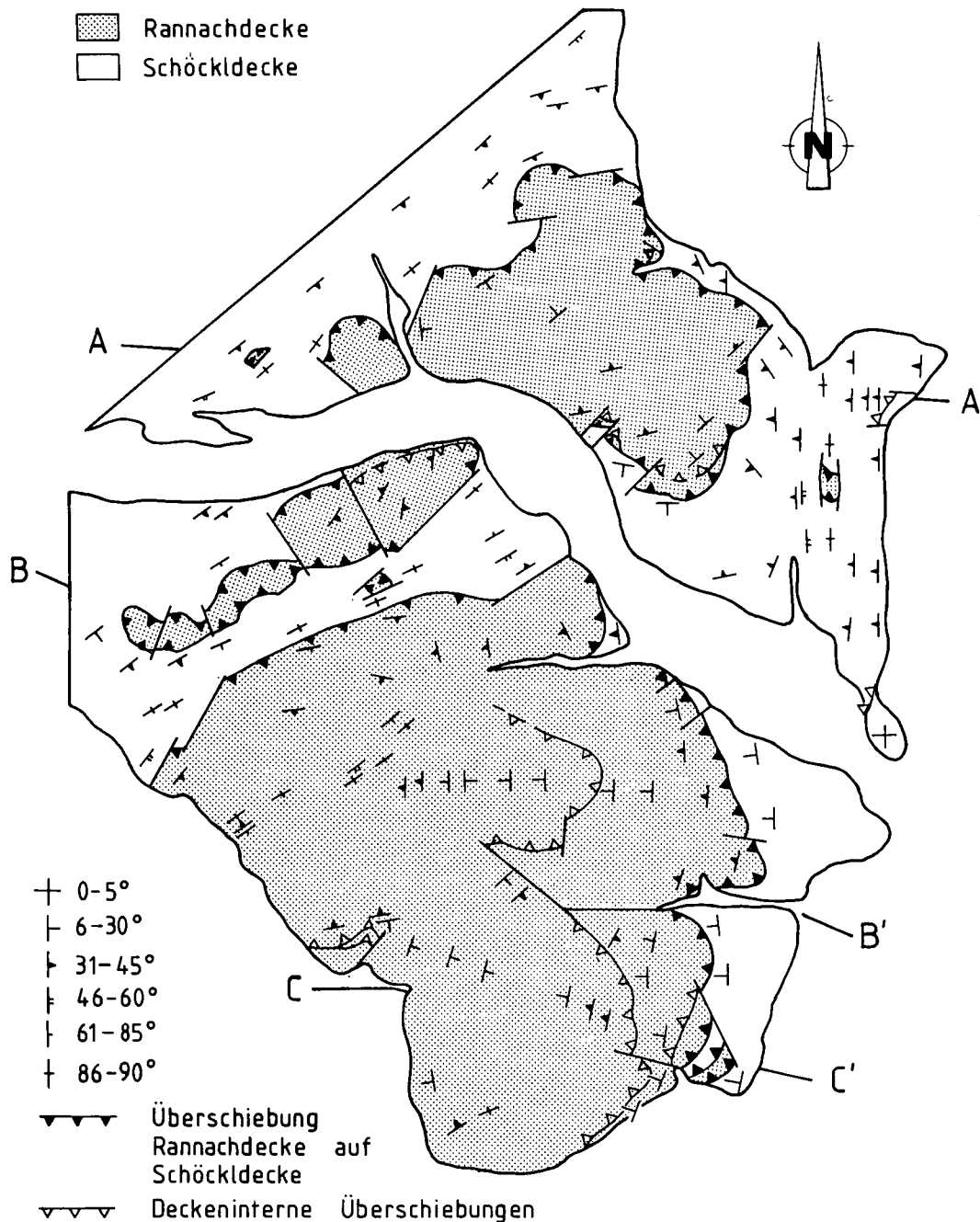


Abb. 11. Strukturkarte des Gebietes mit Deckengrenzen und Lagerungswerten. A-A', B-B' und C-C' geben die Lage der Profile in Abbildung 23a,b,c an.

3.1.1. Penetrative Strukturen (D₁, D₂)

Penetrative Strukturelemente in den verformbaren Gesteinen beider Deckengruppen sind eine Schieferung subparallel zu den lithologischen Grenzen und ein deutliches Streckungslinear (Abb. 12). In der Rannachdecke ist selten ein, meist flacher Winkel zwischen Schichtung und Schieferung als Produkt eines kleinräumigen Faltenbaus vorhanden (Abb. 13). Diese Deformation (D₁) ist das älteste, gut faßbare strukturprägende Ereignis in diesem Gebiet. Ältere Strukturen sind nur reliktsch als Mikrolithons und Quarzkauern erhalten und scheinen den Großbau nicht zu prägen. In feinkörnigen polymineralischen (phyllosilikatreichen) Gesteinen ist der Hauptdeformationsmechanismus Drucklösung, erkennbar an Lösungssäumen um resistente Minerale und Stofftransport in die Druckschattenbereiche. In karbonatisch-klastischen Gesteinen reichert

sich lösungsresistentes Material normal zur größten Hauptnormalspannung an (Stylolithen). Die monomineralischen Gesteine, insbesondere der Schöcklkalk, zeigen kristallplastisches Verhalten.

Das Streckungslinear ist besonders deutlich erkennbar in den Schwarzschiefern der Arzberg-Formation (Schöckldecke) und im Kalk-Mergel-Member der Parmasegg-Formation (Rannachdecke). Druckschatten um deformationsresistente Körper (Abb. 14a,b), die Anordnung von klastischen Mineralen sowie die Orientierung plastisch deformierter Körner sind verlässliche Indikatoren für die Streckungsrichtung. In Metavulkaniten wurde die Elongation von Vakuolen in den Mandelsteinen (Abb. 14c) sowie die Orientierung der Chloritflatschen (Abb. 7c) als Indikatoren für Streckung verwendet und in Karbonaten zerbrochene Fossilreste (Echinoderma-stielglieder, Abb. 14d), Dehnungsgänge und Boudins.

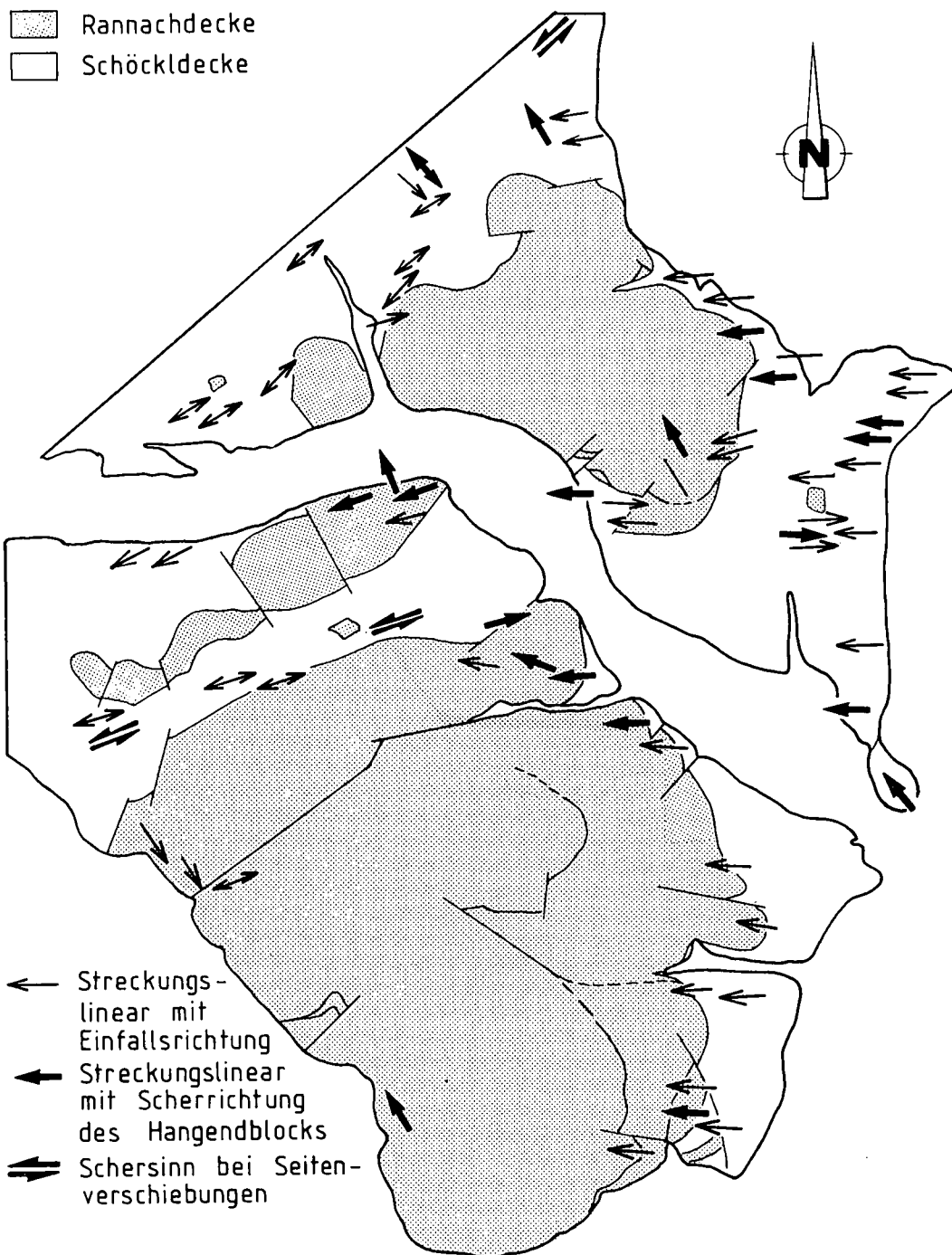


Abb. 12.
Strukturkarte des Gebietes mit Lage der Streckungslineationen und Scherrichtungen aus meso- und mikroskopischen Kriterien.

Schieferungsfläche und Streckungslinear ergaben das Referenzsystem für kinematische Untersuchungen. Der X-Z-Schnitt des Verformungsellipsoids mit langer und kurzer Hauptachse ist parallel zum Streckungslinear und normal zur Schieferung. X-Y-Schnitte sind parallel zur Streckung und parallel zur Schieferung, Y-Z-Schnitte normal zu Streckung und Schieferung.

An Schersinnindikatoren wurden vorwiegend s-c-gefüge (Abb. 15a) (BERTHÉ et al., 1979), Dehnungsschieferung (PLATT & VISSERS, 1980; PLATT, 1984) (Abb. 15b), asymmetrische Druckschatten um rigide Objekte (PASCHIER & SIMPSON, 1986; ETCHECOPAR & MALAVIELLE, 1987) (Abb. 15c,d), die räumliche Orientierung von Scher- und Dehnungsgängen (Abb. 15e,f), Faltenvergenzen sowie die Geometrie von Überschiebungen im Aufschlußbereich (Abb. 16a,b) und in Profilen (Abb. 23a,b,c) herangezogen.

Finiter und inkrementaler Strain wurde meist aus dem syndeformativen Wachstum von Kristallfasern um Pyrit (Abb. 17a,b; Abb. 18a,b) ermittelt (RAMSAY & HUBER, 1983; BEUTNER & DIEGL, 1985).

Strukturen der Schöckldecke

Bis auf lokal begrenzte steile Scherzonen ist die Streckungsrichtung sehr einheitlich W-E orientiert (Abb. 12). Analysen der inkrementalen Deformation zeigen nur geringe Änderung der Extensionsrichtung von WNW auf WSW (Abb. 17a,b). Diese Verformung prägt das Korngefüge im gesamten Gebiet, doch ist die Deformationsintensität auf semiduktile Scherzonen konzentriert. Strainanalysen belegen heterogene Strainverteilung in diesen Scherzonen mit Extensionswerten zwischen 100 % und 1000 %. Die Deformationsgeometrie ist nahe der ebenen Verformung (plane strain),

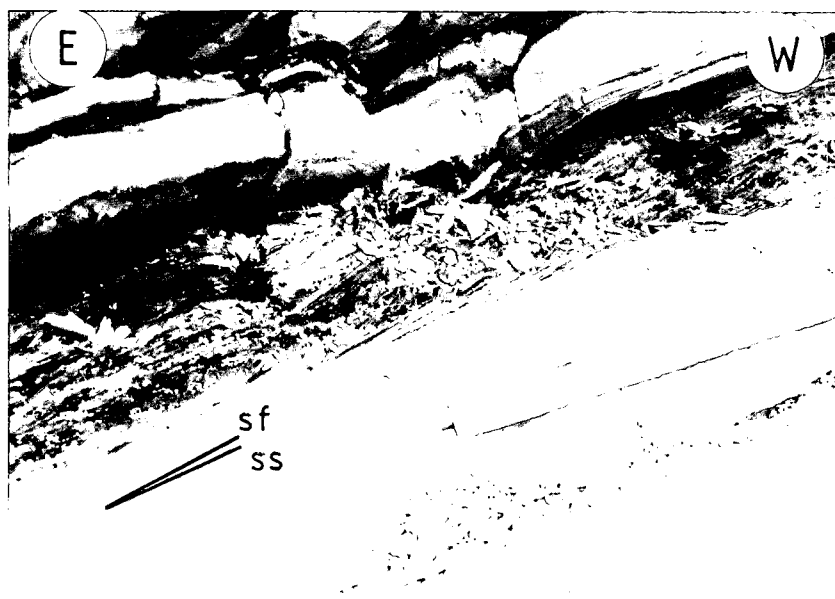


Abb. 13.
Schichtung (ss) und etwas steilere Schieferung (sf) im Plattenkalk-Member der Parmasegg-Formation am Ostfuß des Greitnerkogel (Rannachdecke). Aufschluß im West-Ost-Schnitt.

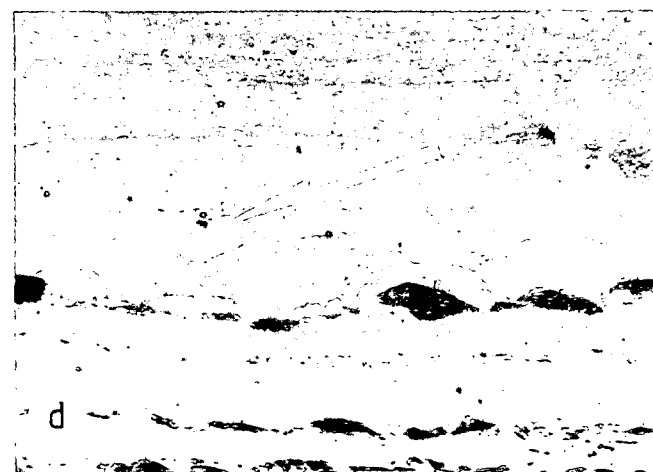
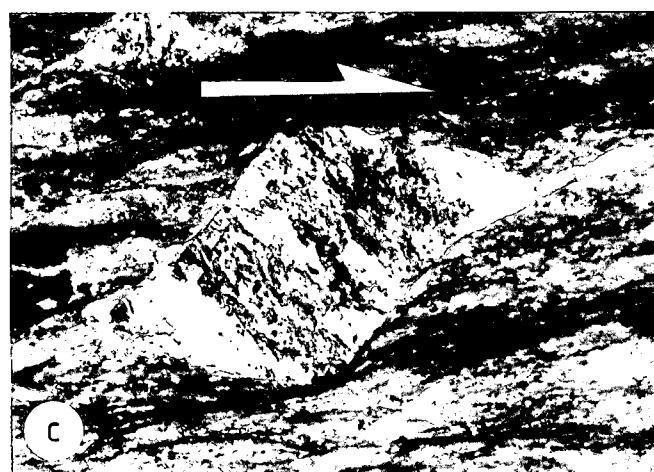


Abb. 14.
Einige Beispiele für Streckung.
a) Kalzitdruckschatten um detritisches Quarzkorn (X-Z-Schnitt). Arzberg-Formation bei Peggau.
Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 3 mm.
b) Syntektonisches Wachstum von Quarzfäsern (Q) und Hellglimmer (Hgl) im Druckschatten von Pyrit (X-Y Schnitt). Arzberg-Formation bei Peggau.
Gekreuzte Nicols, lange Bildkante $\approx 2,5$ mm.
c) Mit Kalzit gefüllte Vakuole in blasenreicher Lava bildet in weiterer Folge das rigide Objekt für asymmetrischen Druckschatten (X-Z Schnitt). Halbpfel gibt den Schersinn an. Waldstein-Formation bei Guggenbach.
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 3 mm.
d) Zerglittenen Crinoidenstielglieder in Kalken der Rannachdecke (Halbpfel in Scherrichtung).
Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.

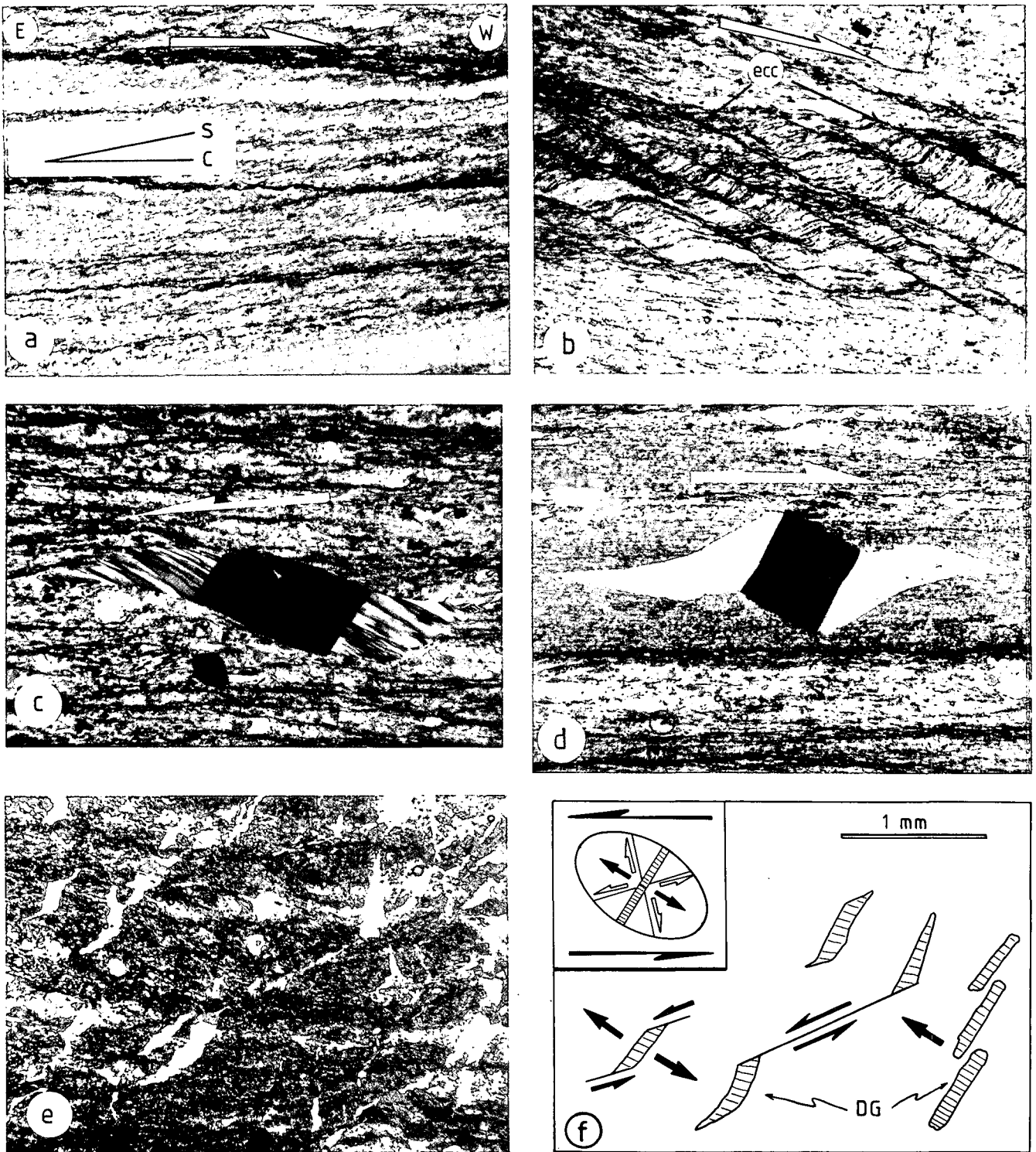


Abb. 15.

Schersinnindikatoren (Schersinn durch Halbpfeile angezeigt).

- a) s-c-Flächengefüge in tonig-karbonatischen Sedimenten der Schöckldecke südlich des Greitnerkogel. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- b) Dehnungsschieferung (ecc = extensionary crenulation cleavage) in Metapeliten der Schöckldecke bei Rabenstein. Parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- c) Asymmetrischer Druckschatten vom σ -Typ um Pyrit. Arzberg-Formation bei Peggau. Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 1 mm.
- d) Asymmetrischer, karbonatischer Druckschatten vom δ -Typ um Pyrit. Arzberg-Formation nördlich Deutschfeistritz. Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.
- e) Scher- und Dehnungsrisse in Grünschiefern der Waldstein-Formation. Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 3 mm.
- f) Skizze der Scherrisse (Versatzrichtung mit Halbpfeilen angedeutet) und Dehnungsgängen (DG, Öffnungsrichtung mit ganzen Pfeilen angedeutet) aus Abb. 13e. Der generelle Schersinn geht aus dem System aus Scher- und Dehnungsflächen hervor (kleines Bild)

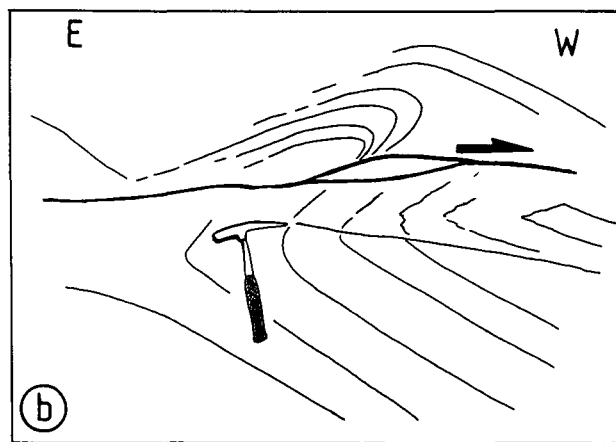
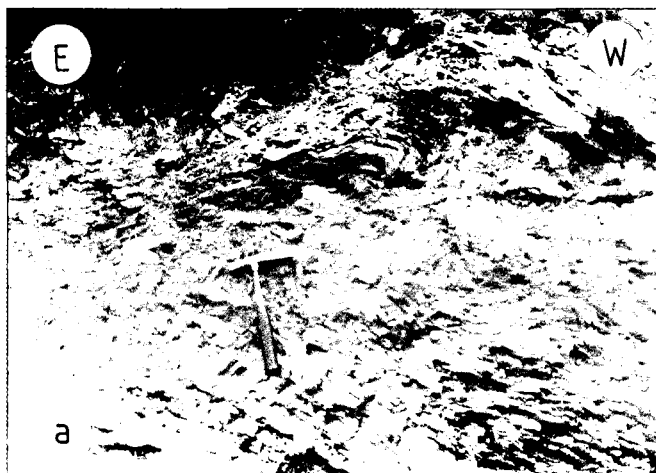


Abb. 16.
Scherbahn an der Basis der Rannachdecke.
a) Überschiebungsgeometrie im Aufschlußmaßstab in Dolomiten der Rannachdecke (Dolomit-Siltstein-Member der Parmasegg-Formation).
b) Aufschlußskizze von Abb. 16a, Versatzsinn durch Pfeil angedeutet.

eine Vielzahl von Scherkriterien weist auf rotationale Verformung hin mit Scherung des Hangenden gegen West.

Bei der progressiven Weiterführung von D_1 ändern sich die Größenverhältnisse der Hauptachsen des Strainellipsoids. War während D_1 die längste Hauptachse des Verformungsellipsoids etwa W-E-orientiert, so kommt es nun, während D_2 , zu einer \pm N-S-gerichteten Hauptdeformation. Nördlich von Deutschfeistritz sind nordvergente asymmetrische Falten als Indikatoren für rotationale Deformationskomponente erhalten. Durch zunehmende passive Amplifikation bildet sich der, vorallem im Schöcklkalk weit verbreitete Falten Typ von kongruenten Isoklinalfalten mit söhliger Achsen-ebenenfläche (Abb. 19a). B-Achsen streichen E-W, Streckungslineare in N-S-, bzw. NW-SE-Richtung sind selten. In phyllosilikatreichen Lagen führt zunehmende Plättung in Scheitelbereichen dieser Falten zur Ausbildung einer Achsenflächenschieferung (Abb. 19b,c). Die

einigen Großfalten sind knapp östlich des kartierten Gebietes, in den Wänden bei Peggau aufgeschlossen und gehören diesem Typ an. Die großmaßstäbliche Verfallung innerhalb der Schöckldecke, wie sie aus der Kartierung hervorgeht, wird diesem Verformungsakt zugeordnet.

Aus der Formveränderung (Scheitelverdickung) der Falten kann das Ausmaß der duktilen Verformung abgeschätzt werden (Abb. 19d). Die Werte sind im Schöcklkalk des Grazer Paläozoikums ziemlich homogen (AGNOLI, 1987) und geben mindestens 55 % vertikale Verkürzung, die Deformationsgeometrie ist während D_2 Plättung.

Strukturen der Rannachdecke

Die Verformung ist konzentriert auf die Parmasegg-Formation an der Basis der Rannachdecke. In Abhängigkeit zur Lithologie führt diese Verformung in den verschiedenen Membranen zu unterschiedlicher Struktur-

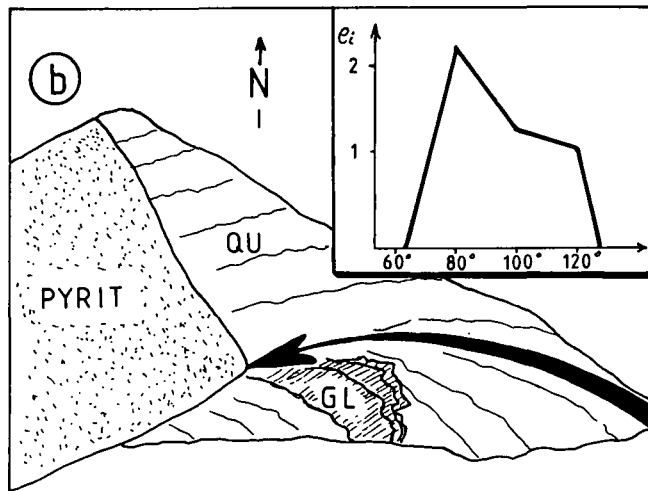


Abb. 17.
Inkrementale Strainverteilung in der Schöckldecke.
a) Druckschatten aus der Schöckldecke (Arzberg-Formation bei Peggau) im X-Y Schnitt. Gekreuzte Nicols, lange Bildkante \approx 1 mm. Man beachte die geringe Änderung der Streckungsrichtung von WNW auf WSW.
b) Interpretation von Abb. 17a. Bei antiaxialem Faserwachstum sind die externen Anteile von Druckschatten (GL = Glimmer, QU = Quarz) zugleich auch die Ältesten. Die inkrementale Änderung der Streckungsrichtung ist durch den Pfeil angedeutet (Richtung WNW-ESE im älteren Streckungsinkrement, Richtung WSW-ESE im jüngeren Streckungsinkrement). Im kleinen Bild ist die Änderung der inkrementalen Strainwerte (e_i) gegen über der Streckungsrichtung in 20°-Intervallen angegeben.

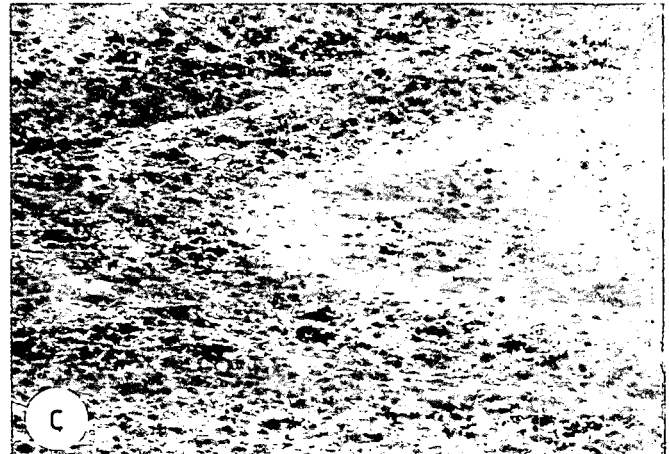
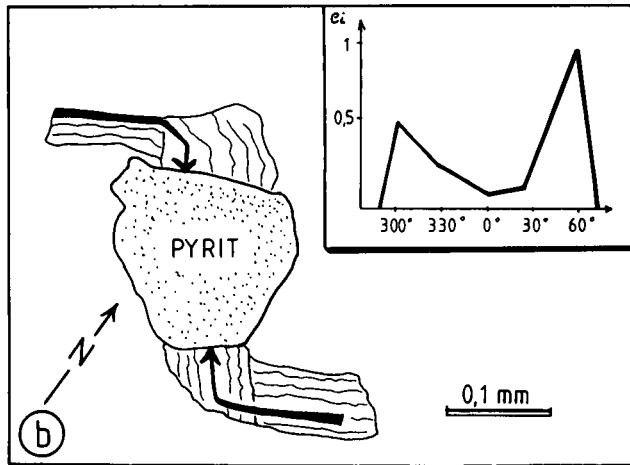
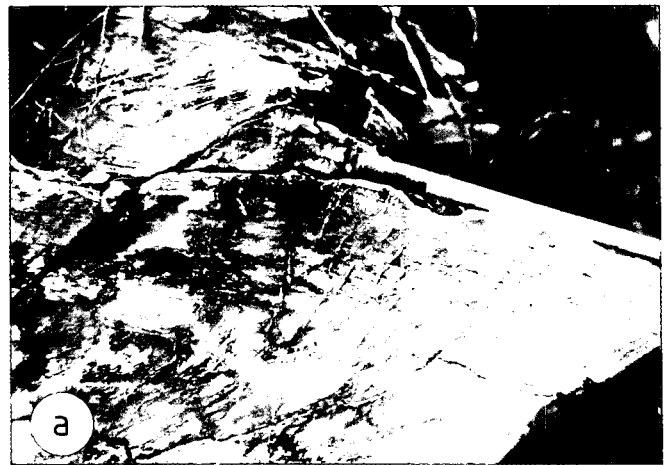


Abb. 18.

Inkrementale Strainverteilung in der Rannachdecke.

a) Syntektonische Druckschatten im X-Y-Schnitt (parallel zur Schieferung) belegen die progressive Änderung der Streckungsrichtung in der Rannachdecke von NE-SW auf SE-NW. Parmaseggformation südlich von Waldstein.

Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 1 mm.

b) Interpretation von Abb. 18a.

Die Quarzfasern im Druckschatten von Pyrit spiegeln die Dehnungsgeschichte wieder. Die älteren Fasern sind in den Externbereichen des Druckschatten, die jüngsten nahe am Pyrit (antiauxiales Wachstum). Die inkrementale Änderung der Streckungsrichtung ist durch den Pfeil angedeutet (Richtung NE-SW im älteren Streckungsinkrement, Richtung NW-SE im jüngeren Streckungsinkrement). Im kleinen Bild ist die Änderung der inkrementalen Strainwerte (e_i) gegenüber der Streckungsrichtung in 30°-Intervallen angegeben.

Abb. 19.

D₂-Falten der Schöckldecke.

a) Kongruente Falten (D₂) der Faltenklasse 2 (RAMSAY, 1967) verfallen die metamorphe Bänderung im Schöcklkalk (westlich Peggau).

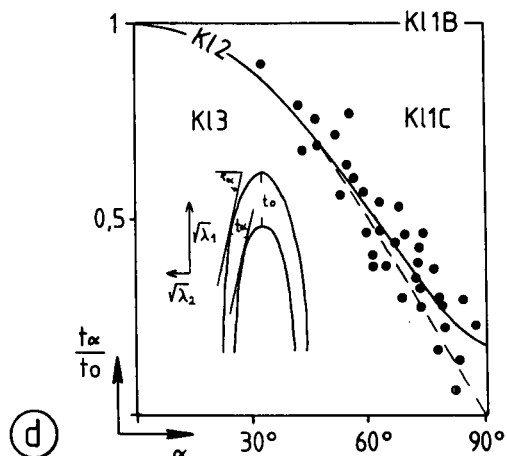
b,c) In pelitischen bis psammitischen Gesteinen ist in den Scheitelbereichen dieser kongruenten Falten eine Achsenflächenschieferung entwickelt. Arzberg-Formation bei Peggau.

b: parallele Nicols, lange Bildkante ≈ 5 mm.

c: gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 10 mm.

d) Die duktile Formveränderung der D₂-Falten wurde nach der Methode von RAMSAY (1967) ermittelt. Sammelplott eigener Daten und Daten von AGNIOLI (1987).

$\sqrt{\lambda_1/\lambda_2} = 0,16$. Dies entspricht einem Achsenverhältniss der Hauptachsen der Strainellipse von ≈ 6 : 1.



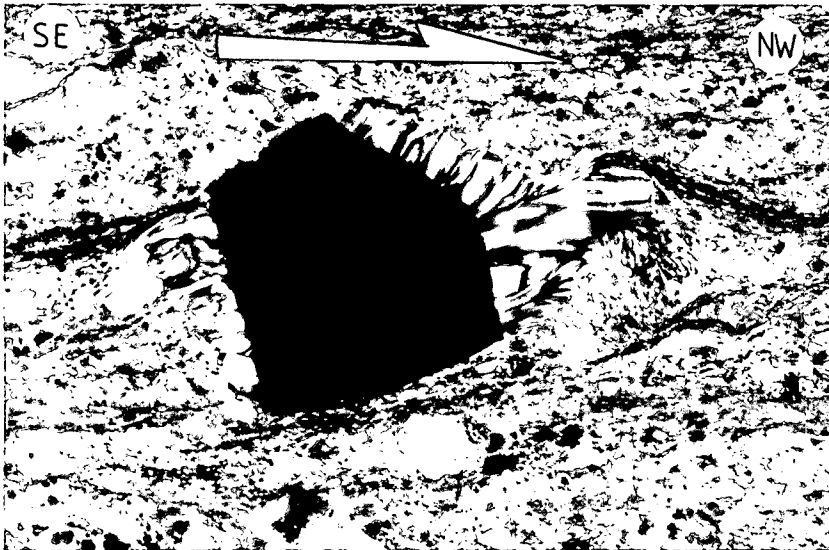


Abb. 20.
Asymmetrischer Druckschatten aus der Rannachdecke im Y-Z-Schnitt (Normal zu Schieferung und Streckungslineation) belegt Scherverformung gegen NW (Halbpfeil in Scherrichtung) während D_2 . Parmasegg-Formation südlich Waldstein. Gekreuzte Nicols, lange Bildkante ≈ 1 mm.

prägung. Das Kalk-Mergel-Member ist sehr ähnlich entwickelt wie die Schwarzschiefer der Arzberg-Formation innerhalb der Schöckldecke und zeigt auch sehr ähnliche Strukturen. In diesen feinkörnigen Sedimenten ist Drucklösung der Hauptdeformationsmechanismus, Druckschatten um Pyrit sind die häufigsten Streckungsindikatoren. In den schwer verformbaren Dolomiten des liegenden Dolomit-Member ist diese Deformation nicht kornprägend, Spannung wird über spröde Strukturen abgebaut, und Dehnungsgänge und Scheitern an diskreten Flächen bestimmen das Erscheinungsbild (Abb. 16a,b). Im Plattenkalk-Member schließlich sind gestreckte Fossilreste und intrafoliale Falten Kriterien für Versatzrichtung und Versatzssinn.

Im Gegensatz zur Schöckldecke sind zwei Streckungsrichtungen bei inkrementalen Strainuntersuchungen in X-Y-Schnitten beobachtbar (Abb. 18a,b). Der finite Strain, ermittelt an Druckschatten um Pyrit im Kalk-Mergel-Member ist generell geringer als in den Scherzonen von vergleichbaren Gesteinen der Schöckldecke. Die Verformungsintensität ist entlang der Deckengrenzen am höchsten.

Analysen des inkrementalen Strain in X-Y-Schnitten (Abb. 18a,b) belegen progressive Änderung der Streckungsrichtung um etwa 90° , von SW (D_1) auf NW (D_2). Dabei wird die Deformationsgeometrie (ebene Verformung) im Gegensatz zur Schöckldecke beibehalten. Schersinnkriterien belegen rotationale Deformationskomponente mit westgerichtetem Versatz. Seltener ist NW-Transport durch Scherkriterien in Y-Z-Schnitten belegt (Abb. 20).

Bedingt durch die, gegenüber der Schöckldecke geringere Plättungskomponente sind hier vorwiegend asymmetrische Falten mit hohen Lang-Kurzschenkelverhältnissen entwickelt. Die Achsen dieser Falten und auch die Vergenzrichtungen streuen enorm. Es existieren westvergente, nordvergente und ostvergente Falten des gleichen Falten Typs.

3.1.2. Semiduktile Scherzonen (D_3)

Im Nordwesten des kartierten Gebietes, beiderseits des Rabensteiner Schöcklkalkzuges, südlich der Linie Greitnerkogel – Kote 854 und westlich des Scharnerkogels bei Kote 919 (Abb. 1, Abb. 23b), sind die Gesteinszüge steilgestellt und streichen NE-SW. Das

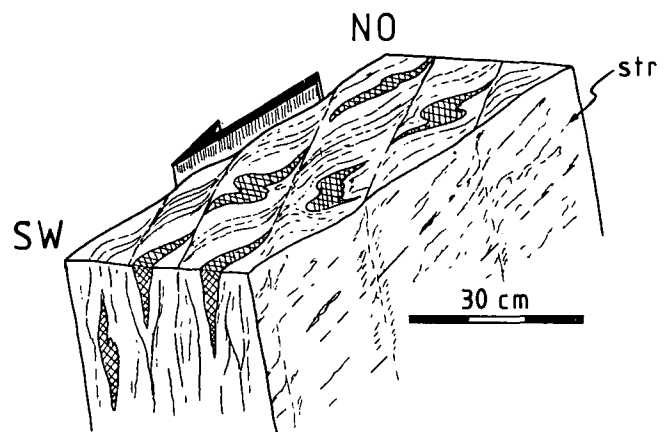


Abb. 21.
Aufschlußskizze einer semiduktilen, steilstehenden Scherzone innerhalb der Schöckldecke (Waldstein-Formation) südlich des Greitnerkogels. Ältere Quarz/Karbonatgänge (Kreuzschraffur) werden entlang weitständiger Scherflächen sinistral zerschert (Pfeil gibt Scherrichtung an).

Streckungslineare liegt in diesen Zonen parallel zur Streichrichtung. Teilweise ist ein weitständiges, kühlere Schergefüge erhalten und belegt den Blattverschiebungscharakter dieser Zonen (Abb. 21). Dabei wurden die, während der penetrativen Deformation gebildeten Strukturen überprägt. Drucklösung während der vorangegangenen Deformationen (D_1 , D_2) führte zu diffusivem Massentransport und zur Bildung von Quarz- bzw. Quarz-Karbonatgängen. Diese Gänge wurden während der Blattverschiebung zerschert und stufen diese daher als jünger als D_1 , D_2 ein. Der Schersinn ist sinistral.

3.1.3. Sprödverformung (D_4)

Unter diesem Begriff werden Verformungen zusammengefaßt, die das Korngefüge nicht prägen, also Störungen, Klüfte, aber auch Falten.

Falten

In Abhängigkeit von den, während der vorangegangenen Verformungen geschaffenen Anisotropien werden offene, parallele Falten oder Knickfalten gebildet. Flachliegende B-Achsen sind N-S-orientiert, die Faltenvergenz ist zumeist bipolar (ostvergent und westvergent), die Achsenebenen der Falten sind konjugiert.

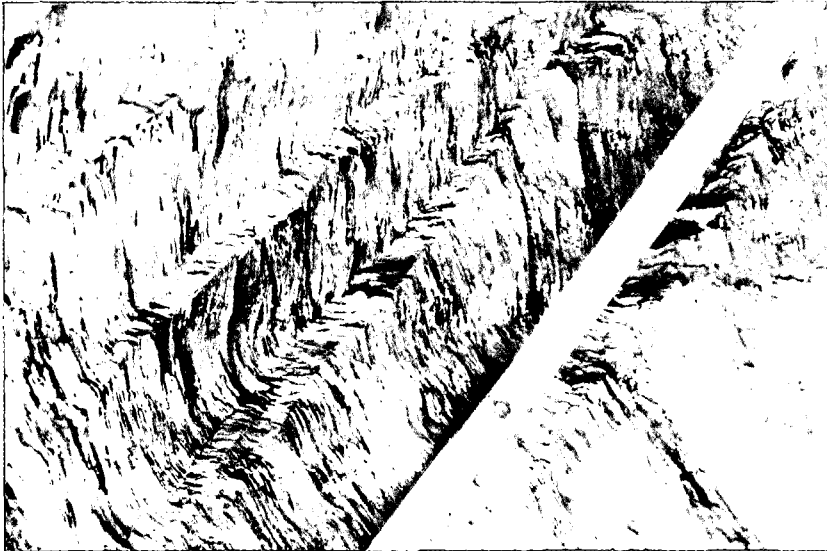


Abb. 22.
Knickfaltung in hochanisotropen Grünschiefern der Rannachdecke.

Das Ausmaß der Einengung in W-E-Richtung ist während dieser Verformung gering (maximal 3 %).

Innerhalb der Schöckldecke zeigt der kompetente Schöcklkalk offene Falten mit Faltenamplituden im Meterbereich, Knickfalten entwickeln sich in anisotropen Schiefen (Abb. 22).

In den karbonatischen Schiefen der Rannachdecke führt die Verformung oft zu einem Nettovolumsverlust innerhalb der Knickbänder (SUPPE, 1985). Dieser wird durch Drucklösung ausgeglichen, es bilden sich mit Kalzit verheilte Klüfte parallel zu den Knickbandgrenzen.

Störungen

Aus dem Kartenbild geht hervor, daß N-S- und W-E- bis NE-SW-streichende Störungen den größten Einfluß auf den Bau des Gebietes haben. So sind in die Störungzone westlich des Peggauer Schöcklkalkzuges, die Schöcklkalk von Arzberg-Formation trennt, Elemente der Rannachdecke inkorporiert. NE-SW-streichende Störungen bewirken vor allem in der Rannachdecke unterschiedliche Heraushebung einzelner Blöcke. Kinetische Untersuchungen an den Störungszonen sind in Planung.

3.2. Deckenbau

Anhand dreier Profile (Abb. 23a,b,c) sollen meine Vorstellungen zum Bau dieses Gebietes erläutert werden. Die Orientierung der Profile wurde parallel zur Orientierung der dominanten Streckungslineation gewählt, dies entspricht der Richtung des angenommenen tektonischen Transports während der Deckenstapelung. Die Argumente für diese Annahme werden in Kapitel 3.3 diskutiert. Nördlich des Übelbachtals ist dies ein W-E-Schnitt, südlich des Übelbachtals wurde eine Profillage in NW-SE-Richtung gewählt. Hier tritt das NW gerichtete Streckungslinear häufiger auf.

3.2.1. Der Baustil nördlich des Übelbachtals

Die Rannachdecke liegt zumeist in Schollen über verschiedenen Gesteinen der Schöckldecke, Abscherungshorizont sind die duktilen Kalke und Schiefer der Parmasegg-Formation. Dabei scheint die Deckenbahn zu klettern, im Westen des Kartiergebietes werden höhere stratigraphische Niveaus angeschnitten. Schicht-

verdoppelungen treten im basalen Anteil der Rannachdecke südlich des Parmaseggkogels auf (Abb. 1, 23a).

Die Situation innerhalb der Schöckldecke ist weit komplexer. Nördlich des Übelbachtals treten die Schwarzschiefer der Arzberg-Formation und die Vulkanite der Waldstein-Formation über dem Schöcklkalkzug von Rabenstein auf. Dies wird als inverse Lagerung gedeutet.

Schon HERITSCH (1917) erkannte, daß Grünschiefer und Phyllite sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Schöcklkalks auftreten und bezeichnete diese als „Obere und Untere Schiefer“. Diese Lagerungsverhältnisse waren dann für CLAR (1935), BOIK (1951) und FLÜGEL (1961) Argumente für einen großmasstäblichen Faltenbau im Grazer Paläozoikum.

Weiters wird der Peggauer Schöcklkalkzug im Osten von Arzberg-Formation unterlagert. Bohrungen im Murtaal östlich des Peggauer Schöcklkalkzuges (SEELMEIER, 1941, 1944) haben im Liegenden der Arzberg-Formation wiederum Schöcklkalk und darunter Schwarzschiefer angetroffen (Abb. 23a). Dies belegt die Existenz einer aufrechten Schuppe im Liegenden der Arzberg-Formation. Fraglich ist ob dunkle Kalke und Schwarzschiefer an der Basis der erbohrten Folge als Kalkschiefer (im Sinne einer lithotektonischen Einheit) angesprochen werden können.

Im Westen wird der Peggauer Schöcklkalkzug von einer Störung begrenzt. Diese Störung scheint von größerer regionaler Bedeutung zu sein, da Parmasegg-Formation der Rannachdecke in diese Störungzone inkorporiert ist (Abb. 1; Abb.11). Dabei scheint der Westteil gegenüber dem Ostteil um mindestens 150 m herausgehoben zu sein. Dies geht aus den unterschiedlichen Höhenlagen von Crinoidenkalken der Parmasegg-Formation hervor.

3.2.2. Der Baustil südlich des Übelbachtals

Östlich des Scharnerkogel verläuft eine Deckenbahn innerhalb der Rannachdecke mit Crinoidenkalken der Parmasegg-Formation als basalen Abscherungshorizont (Abb. 23b).

Ein Schuppenbau von Teilen der Rannachdecke mit Elementen der Schöckldecke konnte am Ostfuß des Gamskogels auskartiert werden (Abb. 23c). Hier ist die Rannachdecke mit Grünschiefern verschuppt, die zur Waldstein-Formation der Schöckldecke gerechnet werden.

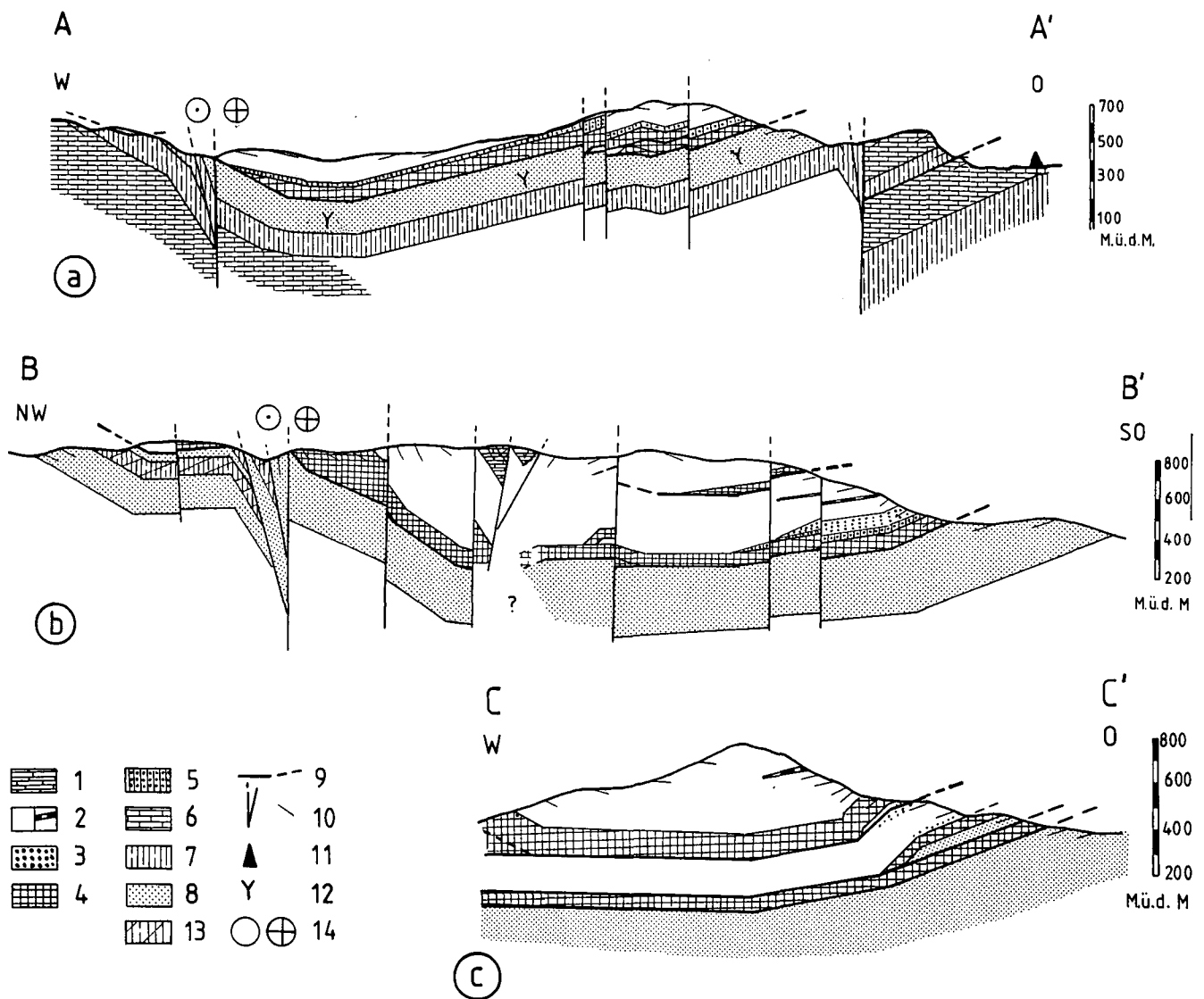


Abb. 23.
Profile nördlich (a) und südlich des Übelbachtals (b,c).
Die Lage der Profile geht aus Abb. 11 hervor.

1 = Barrandei-schichten; 2 = Dolomitsandstein-Formation mit Kalk-Tuffmember und Quarzarenite (3); 4 = Plattenkalkmember und Siltsteinmember (5) der Parmasegg-Formation; 6 = Schöcklkalk; 7 = Arzberg-Formation; Metavulkanite (8) und Karbonattuffite (13) der Waldstein-Formation; 9 = Deckengrenze; 10 = Blattverschiebungszonen; 11 = Bohrpunkt im Murtal; 12 = inverse Lagerung; 14 = Bewegungssinn bei Blattverschiebungen (linkes Symbol, Bewegung zum Betrachter; rechtes Symbol, Bewegung vom Betrachter weg).

Die Profile wurden zur Bilanzierung der Überschiebungsweiten und zur Berechnung der prozentuellen Verkürzung herangezogen.

Im Bereich westlich des Schartnerkogels fällt einerseits die Steilstellung der Schiefererrien der Schöckldecke auf (Abb. 11, Abb. 23b) und andererseits die unterschiedlichen Höhenlagen der Deckengrenzen auf sehr kurze Distanz. Bei Kote 845 liegt die Überschiebungsbahn auf 800 Meter ü.d.M., knapp 1 km südöstlich, im Stübinggraben, liegt sie auf 450 Meter ü.d.M.. Weiters sind bei Kote 919 die hangendsten Anteile der Rannachdecke (Barrandei-Schichten) tief eingefaltet bzw. eingeschleppt (Abb. 1, Abb. 11, Abb. 23b).

3.3. Interpretation der Strukturabfolge

Das ausgeprägte Streckungslinear mit der langen Achse des Strainellipsoids parallel zur Streckungsrichtung, die „plane strain“-Geometrie und die rotationale Deformationskomponente legen nahe, daß die Dek-

zentransportrichtung in beiden Decken mit der Streckungsrichtung gleichzusetzen ist. Schersinnkriterien belegen Transport des Hangenden gegen West. Die penetrativen Deformationen (D_1 , D_2) werden für die Deckenstapelung in diesem Raum verantwortlich gemacht. Dabei unterlagen Rannachdecke und Schöckldecke in der ersten Phase der gleichen Kinematik, in einem späteren Bewegungsincrement unterliegt die Schöckldecke einer stärkeren Plättung.

Rotationale Deformation führte während D_1 in beiden Decken zu westgerichteter Stapelung, es dominieren Bedingungen der einfachen Scherung. Die Deckenimbrikation wird während D_2 unter geänderten Richtungen weitergeführt, die Stapelung ist nun N bis NW gerichtet. In der höheren Decke (Rannachdecke) wird die Deformationsgeometrie beibehalten (einfache Scherung), in der tieferen Deckengruppe (Schöckldecke) führt erhöhte Plättung zu passiver Amplifikation der asymmetrischen Falten. Es bilden sich kongruente Iso-

klinalfalten. Dieses Modell der passiven Verstärkung (Plättung) von Scherstrukturen nehmen RAMSAY (1989) und DIETRICH & CASEY (1989) für die helvetischen Decken der Westschweiz an.

Blattverschiebungen (D_3) sind ein wesentliches Bauelement in diesem Gebiet. Die lokale Steilstellung der Schieferserien der Schöckldecke und der Barrandei-Schichten der Rannachdecke wird damit in Zusammenhang gebracht (Abb 23b).

Ost-West-gerichtete Einengung (D_4) führt zu offenen Falten bzw. Knickfalten in anisotropen Lithologien. Diese Strukturen prägen den Großbau des Gebietes nur mehr unwesentlich. Die flache Einmündung im Bereich des Parmaseggkogels könnte ein Produkt dieser Verformung sein.

Die Muldenform am Parmaseggkogel und Schartnerkogel ist aber nicht zwingend das Resultat eines Kompressionsereignisses nach der Deckenstapelung (D_4). Die Morphologie von Deckgebirgsdecken wird in höchstem Maße von geometrischen Faktoren, wie Überschiebungsweiten, Anzahl und räumlicher Anordnung der Teildecken gesteuert (BOYER & ELLIOTT, 1982). So ist es durchaus denkbar, daß der Muldenbau ein geometrischer Ausdruck von Duplexstrukturen im Untergrund, also Resultat der Deckenstapelung ist (vergleiche Kapitel 3.4 und 3.5).

3.4. Interpretation der Profile

Ein Glätten der Profile (WOODWARD et al., 1989) ist nicht möglich, da zahlreiche dafür notwendige Bedingungen nicht erfüllt sind: Durch die mehrfache strukturelle Überprägung bei geänderten Hauptspannungsrichtungen gibt es Materialtransport aus der Profillinie heraus, somit ist es unmöglich nur einen Bewegungsvektor festzulegen. Weiters kann durch die heterogene duktile Verformung nicht von einer Längenkonstanz ausgegangen werden.

Um Hinweise auf Deckengeometrie und Deckentransportweiten zu erhalten, wurden bei der Konstruktion der Profile die einzelnen Schichtglieder trotzdem wie starre Blöcke behandelt und die duktile Deformation nicht berücksichtigt. Dem Autor ist bewußt, daß dadurch Überschiebungsweiten überschätzt werden.

3.4.1. Profil nördlich des Übelbachtals

Bei herkömmlichen Deckgebirgs-Deckenmodellen („thin-skinned tectonics“) werden lithotektonische Einheiten als rigide Blöcke ohne maßgebliche Interdeformation betrachtet. Diese Modelle sehen zwar lokale Überkippen an der Deckenstirn vor, großmaßstäbliche Schichtinversionen, wie sie innerhalb der Schöckldecke nördlich des Übelbachtals existieren, sind jedoch schwer zu erklären. Duktile passive Verstärkung dieser Stirnfalten, wie sie ja für die Schöckldecke nachgewiesen ist, muß gefordert werden, um größere Inversitäten zu erzeugen.

Ein Modell, das Scherung an diskreten Flächen mit duktiler Interdeformation kombiniert, schlagen RAMSAY & HUBER (1987) und, in etwas abgewandelter Form DIETRICH & CASEY (1989), für die tektonische Entwicklung der helvetischen Decken der Schweiz vor. Schichtinversion mit extrem langen, ausgedünnten inversen Schenkeln wird auf Scherung und Ausquet-

schung zwischen zwei weniger verformbare Blöcke gedeutet. Ein ähnliches Modell könnte für die Schöckldecke in Frage kommen. Der Schöcklkalk von Rabenstein wäre somit ein inverser Schenkel, der zwischen den starren Dolomiten der Rannachdecke im Hangenden und einem unbekanntem Block im Liegenden ausgedünnt wurde.

Schwierigkeiten bereitet allerdings das Fehlen des aufrechten Schenkels in diesem Profil. Dolomite und Kalke der Rannachdecke sind in aufrechter Lagerung direkt auf inverse Schöckldecke aufgeschoben. Akzeptiert man das oben beschriebene Modell der Extrusionstektonik von DIETRICH & CASEY (1989), so müßte der aufrechte, ausgequetschte Schenkel des Schöckldecke abgescert sein.

Ob die Schöcklkalkzüge von Peggau und Rabenstein unter der Mulde des Parmasegg zu verbinden sind ist fraglich, da eine tiefgreifende Störung den Peggauer Schöcklkalkzug von den weiter westlich gelegenen Schwarzschiefern der Arzberg-Formation trennt.

Wenig Schwierigkeiten bereitet die Interpretation des, in Bohrungen im Murtal nachgewiesenen Schuppenbaus im Osten des Peggauer Schöcklkalkzuges (Abb. 23a). Diese Imbrikation könnte ein Effekt des Transports der Rannachdecke auf die Schöckldecke sein.

Die Rannachdecke bildet im Norden des Übelbachtals eine sehr einfache Mulde im Hangenden der Schöckldecke. Einzige Komplikation ist eine Schichtverdoppelung von Parmasegg-Formation und Dolomitsandstein-Formation südlich des Parmaseggkogels. Diese Situation wird als kleinräumige Verschuppung (Abb. 23a) an der Basis der starren Dolomite gedeutet („snake head“-Struktur; HATCHER, 1990).

3.4.2. Profil südlich des Übelbachtals

Parmasegg-Formation als Abscherungshorizont belegt Überschiebungen innerhalb der Rannachdecke. Schichtverdoppelungen konnten sowohl im Osten des Gebietes, im Bereich Schartnerkogel – Gamskogel, als auch im Stübingtal südlich der Kote 919 auskartiert werden (Abb. 11). Die Dolomite verhalten sich bei dieser Verformung als starre Blöcke ohne duktile Interdeformation. Dies mag die Ursache dafür sein, daß großmaßstäbliche Inversionen in diesem Schichtglied der Rannachdecke nicht auftreten.

Daß Elemente der Rannachdecke nicht ausschließlich im Hangenden der Schöckldecke auftreten, belegt die Verschuppung von Parmasegg-Formation der Rannachdecke mit Grünschiefern der Schöckldecke im Südosten des Gebietes (Abb. 11). Hier, wo der Schuppenbau am kompliziertesten ist, sind die besten Voraussetzungen zur Rekonstruktion der Deckengeometrie gegeben.

Auffallend ist, daß alle Deckenbahnen in Richtung des tektonischen Transports, also gegen Westen geneigt sind (Abb. 32b,c). Diese Struktur einer gegen das Vorland gerichteten Verschuppung („foreland dipping duplex“) bedingt einige geometrische Implikationen.

Die Geometrie einer Duplexstruktur reflektiert das Verhältnis zwischen Deckentransport entlang einer Deckenbahn und dem Abstand zur nächst jüngeren Deckenbahn wieder. Eine „foreland dipping duplex“ bildet sich nur wenn die Deckentransportweite entlang der aktuellen Deckenbahn größer ist als der Abstand zur nächsten Deckenbahn (BOYER & ELLIOTT, 1982).

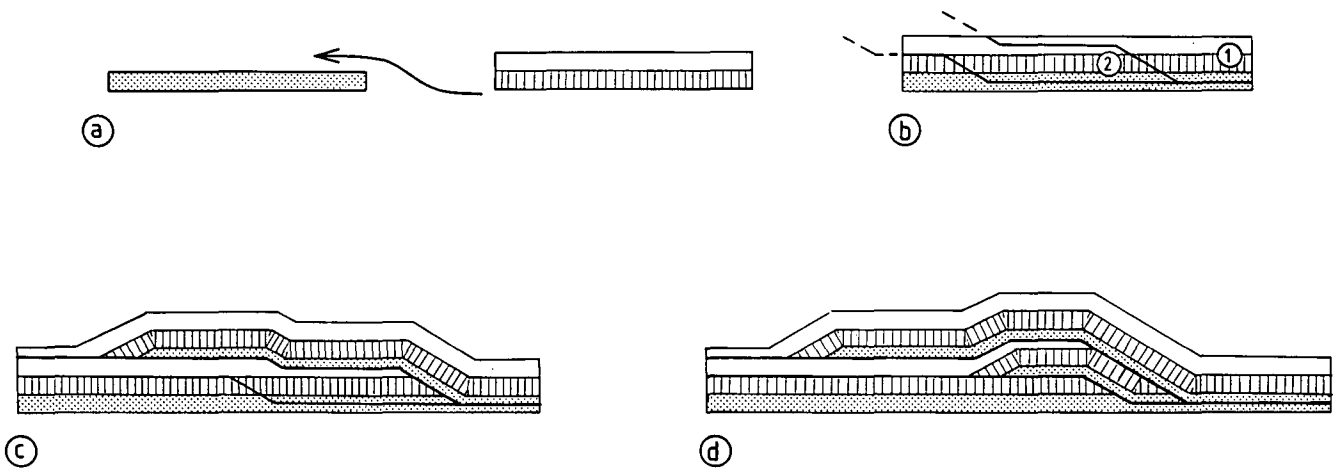


Abb. 24.
Geometrische Simulation der Deckenstapelung für das Profil C-C' aus Abb. 23c.
Buchstaben a bis d geben die Reihenfolge der Stapelungsakte wieder.

- a) Stapelung von Rannachdecke auf Schöckldecke.
- b) Lage zukünftiger Deckenbahnen und Reihenfolge der Imbrikationen (1,2).
- c,d) Vorwärts progredierende Decken erzeugen „foreland dipping duplex“ Struktur.

Das 3-Schichtmodell entspricht folgender Schichtfolge: PunktSignatur = Metavulkanite der Schöckldecke; Vertikalschraffur = Parmasegg-Formation der Rannachdecke; ohne Signatur = Dolomitsandstein-Formation.

Dies ist in diesem Gebiet sicher der Fall, schon allein die großen Überschiebungsweiten an der Basis der Rannachdecken sprechen dafür. Weiters bedingt dies auch, daß die jeweils nächste Deckenbahn in Richtung der Deckentransportrichtung eingeschaltet wird.

Ein schematisches Modell für die Deckengeometrie und die Reihenfolge der Deckenstapelungen ist in Abb. 24 dargestellt. Die Entwicklungsgeschichte bis zum Deckenstapel, wie er heute aufgeschlossen ist, ist in einem Dreischichtmodell geometrisch simuliert. Die Reihenfolge der Buchstaben a–d entspricht den Stadien der Stapelung. Die drei Schichten entsprechen der Waldstein-Formation der Schöckldecke (gepunktet), der Parmasegg-Formation der Rannachdecke (strichliert) und der Dolomitsandstein-Formation.

Sehr schön ist bei dieser Simulation (Abb. 24) und auch bei den Profilen (Abb. 23a,b) das Ansteigen der Deckengrenzen gegen Westen in stratigraphisch höhere Schichtglieder zu sehen. Dies ist ebenfalls Argument für den nach West gerichteten Deckentransport.

Dieses Modell (Abb. 24) erklärt allerdings nicht die großmaßstäblichen Schichtinversionen innerhalb der Schöckldecke.

Etwas komplexer ist die Situation am NW-Rand des Kartenausschnittes. Die Steilstellung der Schieferserien der Schöckldecke und der sprunghafte Anstieg der Deckengrenze von etwa 450 Meter auf 800 Meter werden mit der Blattverschiebung in diesem Raum in Verbindung gebracht. Soweit nachgewiesen ist der Versatzsinn sinistral. Diese Blattverschiebung, gekoppelt mit einer geringen Vertikalkomponente, erzeugt nach oben gebogene, konvexe Störungsflächen („flower structure“, z.B. MANDL, 1988) (Abb. 23b, Abb. 25). Transpressive bzw. transtensive Bewegungen entlang steilstehender Scherzonen prägen deutlich den Internbau des Grazer Paläozoikums. Dadurch werden regionale Anordnungen, die das Produkt der älteren Strukturprägungen sind, zerstört und das Auflösen des älteren Deckenbaus erschwert.

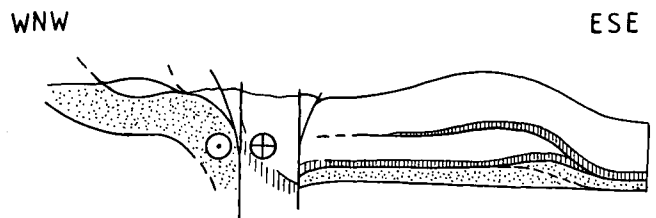


Abb. 25.
Schema der Strukturentwicklung dieses Gebietes im WNW-ESE-Schnitt. Auf den Stapelungsprozess (D₁, D₂) folgt sinistrale Scherung entlang steiler Scherzonen. PunktSignatur = Schöckldecke; Vertikalschraffur = Parmasegg-Formation; ohne Signatur = Dolomitsandstein-Formation. Kreise deuten Versatzsinn an den Scherzonen an. Kreis mit Punkt, sich nähernder Block; Kreis mit Kreuz, sich entfernter Block.

3.5. Deckentransportweiten

Um Aussagen über die Transportweiten treffen zu können, sind zwei methodische Ansätze denkbar.

- Zum einen kann die duktile Versatzweite aus den Mikrostrukturen hergeleitet werden. Bei Annahme von einfacher Scherung als Deformationsregime kann der Winkel zwischen Plättungs- und Scherebene in s-c-Gefügen, sowie, unabhängig davon, die finite Extension in den Scherzonen als Maß für den Scherbetrag genommen werden. Bei einfacher Scherung (simple shear) müssen die, aus den finiten Extensionen berechneten Scherbeträge mit denen aus den s-c-Gefügen übereinstimmen. In diesem Fall gibt es nur geringfügige, systematische Abweichungen der beiden Werte. Die Scherbeträge aus der finiten Extension sind geringfügig größer als die, aus den s-c-Flächen ermittelten. Dies wird als Kombination von Scherung mit koachsialer Deformation gedeutet, wobei die Scherverformung sicherlich dominant war.

Für eine Scherzone in der Arzberg-Formation östlich des Peggauer Schöcklkalkzuges wurde die Verteilung der Scherintensitäten in einem Profil durch die

Scherzone untersucht (Abb. 26). Die durchschnittlichen Scherstrainwerte (γ) an einzelnen Lokalitäten innerhalb der Scherzone (Pfeile in Abb. 26) wurden im Profil durch die Scherzone aufgetragen. Das ergibt eine Kurve mit der Verteilung von Scherstrainwerten von Scherzonenrand zu Scherzonenrand. Das Integral unter dieser Kurve gibt die Summe aller Einzelscherbeträge, also den Gesamtversatz für diese Scherzone an. Die Versatzweite ergibt sich aus der Formel

$$s = \int_0^x \gamma dx \quad (1)$$

s = Versatzweite; γ = Scherstrain; x = Mächtigkeit der Scherzone.

Bei einer Scherzonenmächtigkeit von 80 Metern ist die Überschiebungswerte etwa 640 Meter. Dies entspricht für diese Scherzone, am Ostfuß des Kugelstein, einer durchschnittlichen Scherverformung (γ) von 8,3. Der Versatzbetrag gilt für diese eine Scherzone, zwischen unterem und oberem Scherzonenrand. Der Gesamtbetrag der Scherung erhöht sich also wenn mehrere Scherzonen aktiv waren, was anzunehmen ist. Weiters ist dieser Wert ein Mindestbetrag für die duktile Verformung. Transport an diskreten Scherflächen unter spröden Bedingungen ist anzunehmen (FRITZ, 1989), ermöglicht weit größere Transportweiten und macht eine genaue Abschätzung der Deckentransportweiten aus Mikrostrukturen unmöglich.

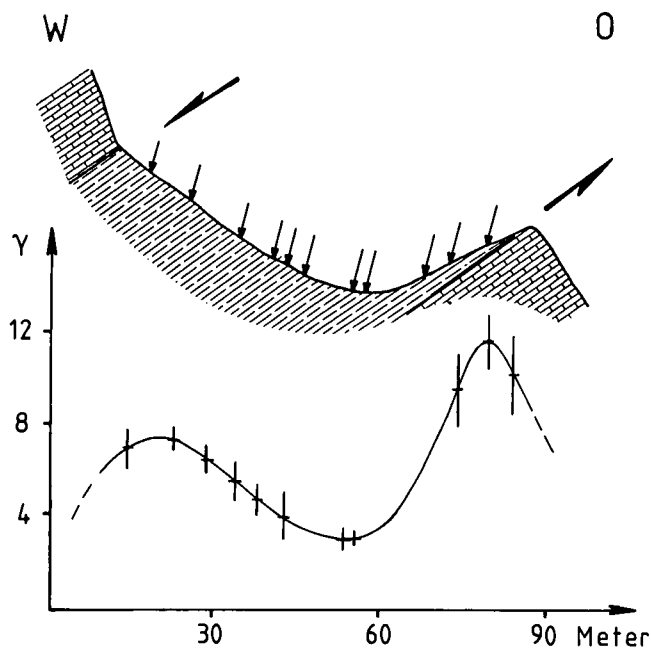


Abb. 26. Profil durch eine flache Scherzone innerhalb der Schöckldecke. Die Scherverformung γ ist gegen die Profilmeter aufgetragen. Vertikale Balken geben die Standardabweichung der Strainwerte an den verschiedenen Probenpunkten (Pfeile) an. Die heterogene Scherverformung nimmt gegen die lithologischen Grenzen, die Abscherungshorizonte bilden zu. Der Gesamtversatz an dieser Scherzone ergibt sich aus

$$s = \int_0^x \gamma dx$$

und beträgt etwa 640 Meter. Versatzsinn ist durch Pfeile angedeutet. Mauersegnatur = Schöcklkalk; Linien = Arberg-Formation.

- Als zweites kann man versuchen, Profile, die parallel zur Deckentransportrichtung orientiert sind, zu glätten. Aus den oben genannten Gründen (Kapitel 3.4) bringt auch dieses Verfahren bei duktiler Deformation nur Richtwerte. Zur ungefähren Abschätzung der Deckentransportweiten wurde trotz der limitierenden Faktoren eine Bilanzierung vorgenommen. Die prozentuelle Mindestverformung für die einzelnen Profile ergibt sich aus der Formel

$$\frac{(l - l_0)}{l_0} \times 100 = \text{Verformung [\%]} \quad (2)$$

l = deformierte Länge, l_0 = undeformierte Länge, negative Verformungswerte entsprechen prozentualer Verkürzung.

Für Profil A-A' (Abb. 23a) ergibt sich eine Mindesttransportweite von Rannachdecke auf Schöckldecke von etwa 3700 Meter. Die Verkürzung beträgt 51 %, dabei ist die Schichtverdoppelung aus der Überfaltung der Schöckldecke, die hauptsächlich Produkt duktiler Verformung sein dürfte, nicht mitgerechnet.

Für Profilabschnitt B-B' (Abb. 23b) beträgt die Verkürzung 52 %, dies entspricht einer Deckentransportweite von 5100 Metern.

Für Profil C-C' (Abb. 23c), das bezogen auf die Profillänge die intensivste Verschuppung zeigt, beträgt die Verkürzung 62 %.

Die Verkürzung ist generell also etwas über 50 %. Dies bedeutet, daß, abgesehen von der Schichtverdoppelung durch den Transport von Rannachdecke über Schöckldecke eine zusätzliche Verkürzung durch Internverschuppung und Duplexbildung gefordert werden muß.

4. Metamorphose und Alter der Deformationen

In den Grünschiefern der Schöckldecke ist die Paragenese Aktinolith + Epidot + Albit + Chlorit + Quarz erhalten. Dies entspricht nach WINKLER (1979) der unteren Grünschieferfazies. Die beobachtete alpidische Strukturprägung setzte in diesen Grünschiefern am Höhepunkt der Metamorphose ein. Synkinematisch gesproßte Minerale (syn-D₁) in den Metavulkaniten der Schöckldecke sind Chlorit und Aktinolith.

In anderen Gesteinen sind Indikatoren für die Temperaturen während der Deformationen rar. Kern-Mantel-Strukturen von Quarz in gröberklastischem Material sind Hinweis auf beginnende dynamische Rekristallisation bei exponentiellem Fließen (z.B. LANGDON, 1985). Zunehmend kataklastisches Verhalten der Minerale legt retrograde Bedingungen bei der Strukturentwicklung von D₁ zu D₄ nahe.

In der Rannachdecke fehlen in diesem Gebiet weitgehend Grünschiefer, die für die Metamorphoseabschätzung signifikante Paragenesen führen könnten, gezielte Metamorphoseuntersuchungen in den Metapeliten wurden nicht durchgeführt. Aus dem Vergleich des rheologischen Verhaltens der gesteinsbildenden Minerale von Rannachdecke und Schöckldecke während der Verformungen muß für die Rannachdecke generell eine niedrigere Metamorphose angenommen werden. Gezielte Untersuchungen über Illitkristallinität und Vitritreflexion im Grazer Paläozoikum sind in Arbeit (HASENHÜTTEL & RUSSEGER, in Vorbereitung).

Die sedimentäre Entwicklung im Grazer Paläozoikum erlaubt nur eine sehr grobe Abschätzung des Alters der Deckenstapelung. Die paläozoische Schichtfolge endet im Westfal A (EBNER, 1980; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und die sedimentäre Entwicklung setzt erst wieder im Santon (GRÄF, 1975) mit der Sedimentation der Gosau ein. Diese Sedimente überlagern diskordant einen älteren Deckenbau.

Ein thermisches Ereignis in alpiner Zeit ist durch FLÜGEL et al. (1980) durch Mischalter an Hellglimmern und an Gesamtgesteinsaltern nachgewiesen (Tab. 2).

Rb/Sr- und K/Ar-Untersuchungen kombiniert mit strukturellen Methoden (FRITZ & KRÁLIK, 1986; KRÁLIK & FRITZ, in prep; FRITZ, 1988) machen altalpidisches Alter (≈ 120 Ma) für die duktile Deckenstapelung im Grazer Paläozoikum sehr wahrscheinlich. In Tabelle 2 sind die Daten der verschiedenen geochronologischen Methoden und deren Ergebnisse aufgelistet.

Das Alter der NE-SW-streichenden Scherzonen mit Blattverschiebungscharakter kann über regionale Vergleiche abgeschätzt werden. Sinistrale Scherzonen mit dieser Orientierung grenzen einerseits das Grazer Paläozoikum zum Kristallin der Gleinalm ab und andererseits begrenzen sie die Gosau. Gosausedimente sind bei Rothleiten in diese Störungszone inkorporiert (TSCHLAUT, 1984; NEUBAUER, 1988; FRITZ et al., in Druck). NEUBAUER & GENSER (1990) bringen die Beckenbildung der Gosau und diese Scherzonen in genetischen Zusammenhang, die Scherzonen müßten demnach gleich alt sein wie die jüngsten Sedimente der Gosau. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen (NEUBAUER & DALLMEYER, pers. Mitt.) an Amphibol sowie Rb/Sr-Datierungen von Biotit und Muskovit aus der Scherzone am W-Rand des Grazer Paläozoikums bestätigen diese Vermutung. Die Minerale ergaben ein Alter zwischen ≈ 100 Ma. und ≈ 80 Ma. Dies wird von NEUBAUER in NEUBAUER & FRANK

Tabelle 2.

Tabelle der geochronologischen Daten im Paläozoikum von Graz.

Autoren: ○ = FLÜGEL et al. (1980); ● = FRITZ, (1986); ▲ = KRÁLIK & FRITZ (in Vorbereitung).

EA bedeutet Überschußargon.

Lokalität	Methode	Mineral Korngröße [μm]	Alter [Ma]	Autoren
Hohe Deckengruppe				
Rannachdecke i.A.	K/Ar	Hellglimmer > 2	121 \pm 6	○
	K/Ar	Hellglimmer < 2	177 \pm 9	○
	K/Ar	Hellglimmer < 2	138 \pm 7	○
	K/Ar	Gesamtgestein	176 \pm 9	○
	K/Ar	Gesamtgestein	158 \pm 8	○
Rannachdecke Parmasegg-Formation	K/Ar	Hellglimmer < 2	157 \pm 12	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	163 \pm 14	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	155 \pm 11	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	166 \pm 14	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	179 \pm 14	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	190 \pm 15	●
	Rb/Sr	Hellglimmer < 2	120 \pm 35	▲
Gschwendtdecke (TSCHLAUT, 1984)	K/Ar	Hellglimmer < 2	192 \pm 10	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	200 \pm 10	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	192 \pm 10	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	238 \pm 14	●
Tiefe Deckengruppe				
Schöckldecke s.l.	K/Ar	Hellglimmer < 2	98 \pm 5	○
	K/Ar	Biotit	106 \pm 6	○
Schöckldecke s.str. Arzberg-Formation	K/Ar	Hellglimmer >80	116 \pm 7	●
	K/Ar	Hellglimmer >80	128 \pm 7	●
	K/Ar	Hellglimmer < 2	453 \pm 33	● EA
	K/Ar	Hellglimmer < 2	682 \pm 49	● EA
	K/Ar	Hellglimmer < 2	530 \pm 41	● EA
	Rb/Sr	Hellglimmer < 2	133 \pm 25	●
	Rb/Sr	Hellglimmer < 2	129 \pm 21	●
	Rb/Sr	Hellglimmer >80	331 \pm 24	▲
	Rb/Sr	Hellglimmer >80	357 \pm 28	▲
	Rb/Sr	Hellglimmer >80	346 \pm 23	▲
	Rb/Sr	Hellglimmer >80	349 \pm 19	▲

(1990) als rasche Abkühlung im Zuge des Aufstiegs des Gleinalmkristallins gedeutet. Akzeptiert man die Korrelation der Blattverschiebungen im Grazer Paläozoikum mit der Scherzone am Kristallinrand so muß auch für diese Scherzonen ein ähnliches Alter angenommen werden.

5. Diskussion

Aus der Kenntnis dieses Raumes und der benachbarten Gebiete im Paläozoikum von Graz kann versucht werden, eine Entwicklungsgeschichte von der altpaläozoischen Sedimentation bis zur alpidischen Orogenese zu entwerfen.

Die Sedimentationsgeschichte in diesem Raum spiegelt die unterschiedlichen bathymetrischen Bedingungen für Schöcklgruppe und Rannachgruppe im Zeitraum Obersilur bis Mitteldevon wieder, Faziesverzahnungen existieren in kleinerem Maßstab aber auch innerhalb der Decken. In beiden Ablagerungsräumen nimmt der vulkanogene Einfluß im Obersilur ab (NEUBAUER, 1991) und die Ablagerungsbedingungen werden gegen das Mitteldevon hin zunehmend flachmarin. Zunehmende Faziesangleichung gegen das Mitteldevon hin schließen die sedimentäre Entwicklung in diesem Raum ab.

Der schwach alkalische, basische Vulkanismus wird als Intraplattenvulkanismus (KOLMER, 1978; LOESCHKE, 1988; WEBER, 1990) im Zusammenhang mit silurischer Extensionstektonik gedeutet (FRITZ & NEUBAUER, 1988). Die unterschiedlichen bathymetrischen Ablagerungsbedingungen von Schöcklgruppe und Rannachgruppe können auf großmaßstäbliche Schollenrotationen (NEUBAUER, 1989) während der Bildung eines passiven Kontinentalrandes gedeutet werden. Diese Obersilur/Unterdévonentwicklung ist typisch für große Teile des oberostalpinen Deckenstapels (FRITZ & NEUBAUER, 1988; SCHLAMBERGER, 1988; HEINISCH, 1988; LOESCHKE, 1989).

Die variszische Orogenese hinterließ nur wenig Spuren, alle penetrativen Strukturprägungen in diesem Raum sind auf alpidische Tektonik zurückzuführen. Da im Paläozoikum von Graz überdies Flachwassersedimentation bis ins Oberkarbon (Schichten von Dult) nachgewiesen ist (z.B. EBNER, 1980), muß angenommen werden, daß dieser Raum in einer externen Position in Bezug zum variszischen Orogen gelegen hat.

Die alpidische Entwicklung ist geprägt von prägosauischer Kompressionstektonik mit progressiver Änderung der Deckentransportrichtung von West auf Nord. Dieser unterkretazische Verformungspfad ist im Oberostalpin weit verbreitet (RATSCHBACHER, 1986; RATSCHBACHER et al. 1989; FRITZ, 1988; NEUBAUER, 1987; NEUBAUER & GENSER, 1990; RING et al., 1989) und kann als Produkt transpressiver Kollision zwischen europäischer und adriatischer Platte gedeutet werden (RATSCHBACHER, 1986; NEUBAUER & GENSER, 1990).

Dabei blieb das Paläozoikum von Graz im alpidischen Orogen in einer Oberplattenposition über der Kompressionszone.

Die Kompressionstektonik wird schließlich von intrabis postgosauischer Extension abgelöst (NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1989; FRITZ et al., in Druck). Die Bildung der Nordost-Südwest-verlaufenden Scherzonen in diesem Gebiet stehen mit dieser Dehnung in ursächlichem Zusammenhang. Das junge Gebirge unterliegt nun einer generellen Ost-West-Dehnung und wird wieder abgetragen.

Dank

Die Daten stammen aus meiner Dissertation, die 1986 abgeschlossen wurde, und aus ergänzenden Begehungen in jüngerer Zeit. Für die Betreuung der Dissertation bedanke ich mich herzlich bei Herrn Prof. Dr. H.W. FLÜGEL. Für zahlreiche Diskussionen und das aufrichtige Interesse am Fortgang dieser Arbeit möchte ich Franz NEUBAUER danken. Besonders dankbar denke ich aber an meinen verstorbenen Freund Hannes GOLLNER der während meiner Dissertation unersetzliche Stütze in privaten und wissenschaftlichen Belangen war.

Literatur

- AGNOLI, F.: I. Geologie des Stross nordwestlich von Weiz. II. Paläomagnetische Untersuchungen im Permo-Mesozoikum östlich des Krappfeldes. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 144 S., Graz 1987.
- AIGNER, T.: Storm Depositional Systems. – Lecture Notes in Earth Sciences, 173 S., Heidelberg (Springer) 1985.
- ANGEL, F.: Waldsteinit, ein Na-metasomatischer, eisenerzdurchstäubter diabasisch-tonschieferiger Metatuffit aus der Steiermark. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., 4, 440–453, Wien 1954.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P.: Orthogneis, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican shear zone. – J. Structural Geol., 1, 31–42, Amsterdam 1979.
- BEUTNER, E.C. & DIEGEL, F.A.: Determination of fold kinematics from syntectonic fibers in pressure shadows, Martinsburg Slate, New Jersey. – Amer. Journ. Science, 285, 16–50, New Jersey 1985.
- BOIGK, H.: Zum Bau der Grazer Decken. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 102, 247–271, Hannover 1951.
- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D.: Thrust Systems. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, 66/9, 1196–1230, Tulsa 1982.
- BROSCH, F.: -J: Kleintektonische Beobachtungen aus dem Plabutschunnel – Sondierstollen (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., 127, 525–549, Wien 1985.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: Volcanic successions modern and ancient. – 528 S., London (Allen & Unwin) 1987.
- CLAR, E.: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh., 74, 1–39, Stuttgart 1935.
- DEMME, W. & NOWY, N.: Scharnkerkogeltunnel – Baugeologie. – PORR Nachrichten, 77/78, 31–41, Wien 1979.
- DIETRICH, D. & CASEY, M.: A new tectonic model for the Helvetic nappes. – In: COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): Alpine Tectonics. – Geol. Soc. Sp. Publ. No 45, 47–63, London 1989.
- DOTT, R. H. & BOURGEOIS, J.: Hummocky stratification significance of its variable bedding sequences. – Bull. Geol. Soc. Am., 93, 663–680, Boulder 1982.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 37, 275–305, Wien 1976.
- EBNER, F.: Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 163–196, Wien 1978.
- EBNER, F.: Conodont localities in the surroundings of Graz/Styria. – Abh. Geol. B.-A., 35, 101–127, Wien 1980.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 41, 45–65, Graz 1980.
- EBNER, F. & WEBER, L.: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötschgraben (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 95–113, Graz 1978.
- EINSELE, G.: Limestone – Marl – Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – A Review. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and Event Stratification, 8–54, Heidelberg (Springer) 1982.

- EINSELE, G. & SEILACHER, A.: Paleogeographic Significance of Tempestites and Periodites. – In: EINSELE, G. & SEILACHER (ed.): *Cyclic and Event Stratification*, 531–563, Heidelberg (Springer) 1982.
- ETCHECOPAR, A. & MALAVIEILLE, J.: Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 667–677, Amsterdam 1987.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. Österreich. Geol. Ges.*, **69**, 106–162, Wien 1978.
- FLÜGEL, H.: Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon und der Silur/Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – *Prager Arbeitstag. Strat. Silur & Devon* (1958), 115–121, Prag 1960.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes, 1. Aufl. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Joanneum*, **23**, 212 S. Graz 1961.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes, 2. Aufl. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Joanneum*, 288 S. Graz 1975.
- FLÜGEL, H., MAURIN, V. & NEBERT, K.: Zur Altersfrage von Schöckelkalk und Grenzphyllit im Grazer Paläozoikum. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1952**, 129–142, Wien 1952.
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, N. & FRANK, W.: Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 201–211, Wien 1980.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: STEIERMARK, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, 1 : 20.000. – 127 S., Wien (Geol. B.-A.), Wien 1984.
- FLÜGEL, H. & SCHÖNLAUB, H.: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **63**, 142–148, Wien 1972.
- FRITZ, H.: Zur Geologie des nordwestlichen Grazer Paläozoikums (im Bereich Schartnerkogel – Parmaseggkogel). – *Unveröff. Diss. Univ. Graz*, 209 S., Graz 1986a.
- FRITZ, H.: Strukturprägung im zentralen Grazer Paläozoikum. – Bericht über die Arbeitstagung „Kristallingeologie und Strukturgeologie“ Graz 1986 (Abstract). – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 637, Wien 1986b.
- FRITZ, H.: Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern paleozoic of Graz (Eastern Alps). – *Geodynamica Acta*, **2/2**, 53–62, Paris 1988.
- FRITZ, H. & KRÁLIK, M.: Finite und Incremental Strain-Untersuchungen im Paläozoikum von Graz und Möglichkeit einer Deformationsdatierung. – 1. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, Tübingen 1986 (Abstract), 23–27, Tübingen 1986.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 359–367, Zürich 1988.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & WALLBRECHER, E.: Semiduktile und spröde Überschiebungstektonik in der Kalkschieferfolge des Grazer Paläozoikums (Ostalpen). – 2. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie TSK II, Erlangen 1988 (Abstract), 33, Erlangen 1988.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L.: Compression versus extension in the Paleozoic of Graz. – *Zentralbl. Geol. Paläont.*, 55–68, Stuttgart 1991.
- GOLLNER, H.: Die Geologie des Hochlantschstockes (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – *Unveröff. Diss. Univ. Graz*, 251 S., Graz 1983.
- GOLLNER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen und biostratigraphische Untersuchungen auf Blatt 134 Passail. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 292–293, Wien 1985.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **112**, 63–73, Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Ch: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 43–73, Wien 1985.
- GRÄF, W.: Abagerungen der Gosau von Kainach. – In: FLÜGEL, H.: *Die Geologie des Grazer Berglandes*. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, 83–99, Graz 1975.
- GSELLMANN, H.: Zur Geologie am NE-Rand des Grazer Paläozoikums. – *Unveröff. Diss. Univ. Graz*, 210 S., Graz 1987.
- HAFNER, F.: Die Geologie der Hohen Rannach bei Graz (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – *Unveröff. Diss. Univ. Graz*, 156 S., Graz 1983.
- HATCHER, R.D.: *Structural Geology. Principles, Concepts, and Problems*. – 531 S., Columbus (Merrill Publ.) 1990.
- HEINISCH, H.: Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 407–418, Zürich 1988.
- HERITSCH, F.: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz II. Die geologische Stellung der Schichten mit *Helioilites Barrandei* in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß des Hochlantschgebietes). – *Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **94**, 53–112, Wien 1917.
- HERITSCH, F.: Eine neue Stratigraphie des Paläozoikums von Graz. – *Verh. Geol. B.-A.*, 223–228, Wien 1927.
- HOLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhüttschiefererie. – *N. Jb. Geol. Mh.*, 201–224, Stuttgart 1970.
- HUBMANN, B.: Die Fazies der Barrandeikalke (Grazer Paläozoikum). – *Unveröff. Diss. Univ. Graz*, 243 S., Graz 1990a.
- HUBMANN, B.: Udotaceen (Grünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum / Österreich (Barrandeikalke, Eifelium). – *Facies*, **22**, 147–158 Erlangen 1990.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Ti, Sr, Y, und Zr in spillitischen Gesteinen der Steiermark. – *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, **108**, 31–43, Graz 1978.
- LANGDON, T.G. (1985): Regimes of Plastic Deformation. – In: WENK, H.-R. (ed). – *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*, 219–232, London (Academic Press) 1985.
- LOESCHKE, J.: Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **118**, 95–105, Graz 1988.
- LOESCHKE, J.: Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geol. Rdsch.*, **78**, 599–616, Stuttgart 1989.
- MANDL, G.: *Mechanics of tectonic faulting*. – *Developments in Structural Geology*, **1**, 407 S., Amsterdam (Elsevier) 1988.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **77–79**, Wien 1984.
- NEUBAUER, F.: The Gurktal thrust system within the Austroalpine region – Some structural and geometrical aspects. In: FLÜGEL H.W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 226–237, Wien (Deuticke) 1987.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugl- und Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, **42**, 137 S., Wien 1988.
- NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke in zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 459–474, Wien 1989.
- NEUBAUER, F.: Stratigraphie und Struktur der Rannachdecke bei Kehr, Grazer Paläozoikum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 101–116, Wien 1991.
- NEUBAUER, F. & FRANK, W.: *Exkursionsführer „Koralmkristallin“*. – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie (TSK III), 55 S., Graz 1990.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J.: *Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht*. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **120**, 203–219, Graz 1990.

- NEUBAUER, F., GOLLNER, H. & SCHALK, L.: Volcanism controlled sedimentation – the Silurian and early Devonian facies distribution in the Rannach facies, Paleozoic of Graz. – IGCP Project No.5: Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belts, Final Meeting, Sardinia (Abstract), 59–60, Cagliari 1986.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon der Gurktaler Decke und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C.: Porphyroclast systems as kinematic indicators. – J. Struct. Geol., **8**, 831–843, Amsterdam 1986.
- PLATT, J.P.: Secondary cleavages in ductile shear zones. – J. Struct. Geol., **6**, 439–442, Amsterdam 1984.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M.: Extensional structures in anisotropic rocks. – J. Struct. Geol., **2**, 397–410, Amsterdam 1980.
- POLTNIG, W.: I. Beitrag zur Geologie westlich von Gösting bei Graz. – II. Fischreste und Erodostraca aus dem Unterdevon von Graz. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 106 S., Graz 1984.
- RAMSAY, J.G.: Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its implication for the evolution of the arc of the western Alps. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): Alpine Tectonics. – Geol. Soc. Spec. Publ., **45**, 33–45, London 1989.
- RAMSAY, J.G., HUBER, M.I.: The Techniques of Modern Structural Geology. – 307 S., London (Academic Press) 1983.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – Tectonophysics, **125**, 335–356, Amsterdam 1986.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J.: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – Geology, **17**, 404–407, Boulder 1989.
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F.: West-directed decollement of Austro – Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D., PARK, R.G. (eds.): Alpine Tectonics. – Geol. Soc. Spec. Publ., **45**, 243–262, London 1989.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRALIK, M.: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic – Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – Journ. Geol. Society, **146**, 835–849, London 1989.
- SCHLAMBERGER, J.: Geodynamic evolution of the Sausal Paleozoic (Eastern Alps). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 369–379, Zürich 1988.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130/2**, 133–245, Stuttgart 1968.
- SEELMEIER, H.: Das Alter des Schöckelkalkes. – Ber. Reichsst. f. Bodenf., 74–79, Wien 1941.
- SEELMEIER, H.: Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums und der Umgebung von Peggau-Deutschfeistritz bei Graz. – Ber. Reichsst. für Bodenf., 1–25, Wien 1944.
- SUPPE, J.: Principles of Structural Geology. – 537 S., New Jersey (Prentice Hall) 1985.
- SYLVESTER, A.G.: Strike-slip faults. – Geol. Soc. Am. Bull., 1666–1703, Boulder 1988.
- TSCHELAUT, W.: Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 133–161, Graz 1984.
- TSCHELAUT, W.: Die "Frohnleitner Falte" (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984.
- TSCHELAUT, W.: Über das Alter der Arzberg-Schichten und der Blei-Zink-Vererzungen im Grazer Paläozoikum. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 507–511, Wien 1985.
- WAAGEN, L.: Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohnleiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz. – Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **139**, 404–443, Wien 1930.
- WALLISER, O.H.: Conodont biostratigraphy of the Silurian of Europe. – In: SWEET, W.C. & BERGSTRÖM, S.M. (eds.): Symposium on conodont biostratigraphy. – Geol. Soc. Amer. Mem., **127**, 195–206, Boulder 1971.
- WEBER, L.: Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet anhand der Lagerstätten Schrems-Rechberg sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **38**, 123–141, Graz 1977.
- WEBER, L.: Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **12**, 289 S., Wien 1990.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 348 S., Heidelberg (Springer) 1979.
- WOODWARD, N.B., BOYER, S.E. & SUPPE, J.: Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. – Short Course in Geology, **6**, Amer. Geophys. Union, 132 S., Washington 1989.
- ZIEGLER, W. (ed): Catalogue of conodonts. Vol. I–IV. – Stuttgart (Schweizbart) 1981.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. März 1991.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: [134](#)

Autor(en)/Author(s): Fritz Harald

Artikel/Article: [Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum \(Ostalpen\) 227-255](#)