

## Stratigraphie und Struktur der Rannachdecke bei Kehr (Grazer Paläozoikum)

Mit 12 Abbildungen und 3 Tabellen

Von FRANZ NEUBAUER\*)

*Steiermark  
Grazer Paläozoikum  
Silur/Devon  
Paläogeographie  
Sandstein  
Vulkanismus  
Faltenbau  
Deckenbau*

*Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blatt 163*

### Inhalt

Zusammenfassung .....	101
Abstract .....	101
1. Einleitung .....	102
2. Stratigraphie der Rannach-Gruppe bei Kehr .....	102
2.1. Kehrer Schichten .....	102
2.2. Crinoiden-Schichten .....	106
2.3. Dolomitsandstein-Formation .....	106
2.4. Barrandei-Schichten .....	107
2.5. Bemerkungen zur Biostratigraphie .....	107
3. Modale Zusammensetzung der Sandsteine .....	108
4. Interpretation des Ablagerungsraumes .....	110
5. Struktur der Rannachdecke bei Kehr .....	110
6. Interpretation der strukturellen Daten .....	112
7. Diskussion .....	114
Dank .....	114
Literatur .....	114

### Zusammenfassung

Die basale Schichtfolge der Rannachdecke bei Kehr, Grazer Paläozoikum, ist Ausdruck einer Krustendehnung im Silur und Unterdevon. Die Schichtfolge ist dominiert von Vulkaniklastika, die vorwiegend als Rutschungen und selteneren „fall out“-Aschetuffen oder distalen Turbiditen in einem marinen Becken zur Ablagerung kamen. Dieses Becken wird während Obersilur und Unterdevon aufgefüllt, und durchwandert pelagische bis Flachwasserfaziesbereiche. Die modale Zusammensetzung der Sandsteine weist auf ein kontinentales Liefergebiet sowie auf zunehmende Transportauslese und Ferntransport hin.

Die Rannachdecke zeigt im untersuchten Bereich einen Großfaltenbau mit E-W-streichenden Faltenachsen. Aufschluß- und Mikrogefüge zeigen jedoch westgerichteten, subparallel zur Faltenachse orientierten tektonischen Transport an. Eine Entstehung der Falte als laterales Segment einer überdimensionierten Futteralfalte wird diskutiert.

## Stratigraphy and Structure of the Rannach Nappe (Paleozoic of Graz)

### Abstract

The formations at the base of the Rannach nappe near Kehr, Paleozoic of Graz, are the expression of crustal extension during late Silurian and early Devonian. At the base, volcanoclastic rocks dominate which were deposited as submarine debris flows, turbidites and/or fall out ash tuffs. A regressive trend led to increasing infilling of the previously formed basin, and the shift of sedimentary environments from pelagic to shallow water ones. The composition of sandstones indicates a continental source and increasing maturity by long transport.

The Rannach nappe exhibits a E-W orientated large-scale fold in the area of investigation. The fold axis is subparallel to structures of a top to the west shearing. Therefore, this fold is interpreted as a lateral segment of a large-scale sheath fold.

\*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. FRANZ NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

## 1. Einleitung

Die basalen paläozoischen Schichtfolgen der Ostalpen finden großes Interesse, da sie Aufschluß über geodynamische Prozesse geben, die die Entwicklung des ostalpinen Altpaläozoikums steuern (z.B. FRITZ & NEUBAUER, 1988; HEINISCH, 1998; LOESCHKE, 1989). Diese Arbeit ist eine Detailstudie über ein Gebiet in der Rannachdecke des Grazer Paläozoikums (Abb. 1), in der die Kehrer Schichten als älteste Schicht dieser Decke ihre Typlokalität haben (FLÜGEL, 1975; FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die Überprüfung des Schichtbestandes, eine Aufgliederung in Lithofaziestypen und die Klärung der Stratigraphie und Struktur waren die wesentlichen Ziele dieser Arbeit. Sie ist als Beitrag zur weitgespannteren Problematik, nämlich zur Klärung des geodynamischen Geschehens in den ältesten Schichten des Oberostalpins zu verstehen.

Die Gesteine der Rannachdecke bei Kehr wurden in den letzten Jahrzehnten kaum behandelt (KNEBEL, 1939; FLÜGEL 1954). Wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse, tiefgründiger Verwitterung und intensiver landwirtschaftlicher Nutzung (Wald-, Wiesen- und Ackerlandschaft) liegen bisher nur teilweise sehr vereinfachte geologische Detailkarten vor (FLÜGEL, 1954; EBNER, 1983; WEBER, 1990). Erst die stratigraphischen Daten, der Nachweis von Unterdevon in Flaserkalken der Oberen Kehrer Schichten (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1971, EBNER et al., 1979) erweckten neues Interesse an diesem Gebiet.

## 2. Stratigraphie der Rannach-Gruppe bei Kehr

Eine Übersicht über die Schichtfolgen der Rannach-Gruppe des Grazer Paläozoikums geben EBNER et al., 1980 und FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984).

### 2.1. Kehrer Schichten

Als Kehrer Schichten wird die vulkanogene Basisfolge der Rannachdecke des Grazer Paläozoikums verstanden. Sie haben im Arbeitsgebiet ihre Typlokalität (vergl. FLÜGEL, 1975). Die Kehrer Schichten werden heute aufgeteilt in Untere Kehrer Schichten aus vulkanogenen Gesteinen, und Obere Kehrer Schichten, die aus Flaserkalken, phyllitischen Tonschiefern und untergeordnet Aschentuffen bestehen.

Im Gebiet von Kehr sind die Unteren Kehrer Schichten im Kern einer überkippten Falte aufgeschlossen (Abb. 2), so, daß die stratigraphische Unterlagerung nicht erkennbar ist. Der Faltenkern wird im Liegendwie Hangendschenkel von den Oberen Schichten von Kehr ummantelt. Die Gesamtmächtigkeit der Kehrer Schichten kann deshalb nicht angegeben werden. Jedoch beträgt die Mächtigkeit der Unteren Kehrer Schichten mehr als 140 m, die der Oberen Kehrer Schichten ca. 50–70 m.

Als Typprofil werden hiermit die Aufschlüsse längs des Pleschbaches ab Seehöhe 770 m (siehe Abb. 2) sowie die Aufschlüsse am Rücken südwestlich und südöstlich des Gehöftes Kainz ausgewählt. Die Unteren Schichten von Kehr lassen im Profil mehrere Lithofaziestypen erkennen. Mehr als 80 Prozent der Aufschluß-

fläche nehmen deformierte Lapillituffe ein (Nomenklatur nach SCHMID, 1981). Diese Lapillituffe sind in der Regel polymikt (SCHALK, 1985), wobei in diesen polymikten Tuffen vulkanische grüne, violettrote und ocker gefärbte Komponenten zu unterscheiden sind (Abb. 4a). Die schwache Metamorphose läßt erkennen, daß die Komponenten mikrokristallinen und glasigen Gefügetypen entspringen. Diese sind heute mehr oder weniger metamorph umgewandelt und bestehen aus Chlorit, Kalzit, Titanmineralen (Leukoxen), und mitunter porphyroblastischem Epidot (Abb. 5a). Einsprenglinge und vulkanische Komponenten mit gefüllten Blasen Hohlräumen sind eher selten. Die fehlenden Blasen sprechen für eine hydroklastische Entstehung der Lapilli (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Zusätzlich wurden wenige helle Komponenten gefunden, die praktisch frei von mafischen Mineralen sind. Es lassen sich drei Typen unterscheiden:

- Ein erster Typ besteht aus feinen Plagioklasleisten und etwas Quarz, in denen vereinzelt Plagioklaseinsprenglinge stecken.
- Ein weiterer Typ führt Plagioklas- und perthitische Alkalifeldspateinsprenglinge in einer kalifeldspatreichen Grundmasse (Abb. 5c).
- Ein dritter Typ führt nahezu ausschließlich Alkalifeldspateinsprenglinge in einer vorwiegend aus Alkalifeldspäten zusammengesetzten Grundmasse (Abb. 5d).

Diese Komponenten sind als Lithoklasten im Sinne von SCHMINCKE (1988) zu interpretieren. Sie lassen sich als subvulkanische keratophyrische, trachytische und latitische Differentiate der mafischen Magmen erklären.

Die Profilabfolge in gut aufgeschlossenen Bereichen (z.B. Profil im Pleschbach, siehe Abb. 2 und 3) zeigt, daß die Korngrößen und die Zusammensetzung der Lapillituffe schwankt. Dominierend sind polymikte Lapillituffe, während monomikte Lapillituffe mit feinkörnigen grünen Kapilli nur als hangendster Horizont erkannt werden konnten. Die Dicke dieser Ablagerungseinheiten schwankt zwischen einem und ca. zehn Metern. Der Matrixanteil aus dunkel gefärbtem Chlorit und limonitisch verwitterndem Karbonat ist gering, angenommen in den polymikten Lapillituffen. Der geringe Matrixanteil führt zu korngestützten Verbänden, die monomikten Lapillituffe sind matrixgestützt. Bei letzteren überwiegt der Ascheanteil in der Matrix gegenüber dem Lapillianteil. Die mittlere Korngröße schwankt zwischen ca. 1 und 3 cm (SCHALK, 1985), wenn man die deformationsbedingte Plättung der Gesteine rückführt. Jedoch wurden vereinzelt bis 15 cm große Komponenten gefunden.

In den polymikten Lapillituffen konnten horizontgebunden vereinzelt ca. 1–5 cm große lithische, sedimentäre Komponenten erkannt werden. Gefunden wurden rötliche Lydite, helle Dolomite, rötliche und graue feinkörnige Kalke und hellgelbliche bis weiße Quarzarenite. Wegen dieses Sedimentgesteinsanteiles wurde von NEUBAUER et al. (1986) die Bezeichnung Agglomerat von Kehr für diese Einheit vorgeschlagen.

Aschetuffe sind selten. Sie treten als geringmächtige Lagen zwischen dicken Lapillituffhorizonten auf, sowie vor allem aber unterhalb der hangenden Mandelsteine. Die Aschetuffe bestehen im wesentlichen aus Chlorit und Erz, was auf rekristallisiertes Glas hinweist. Einsprenglinge lassen sich kaum beobachten. Demnach

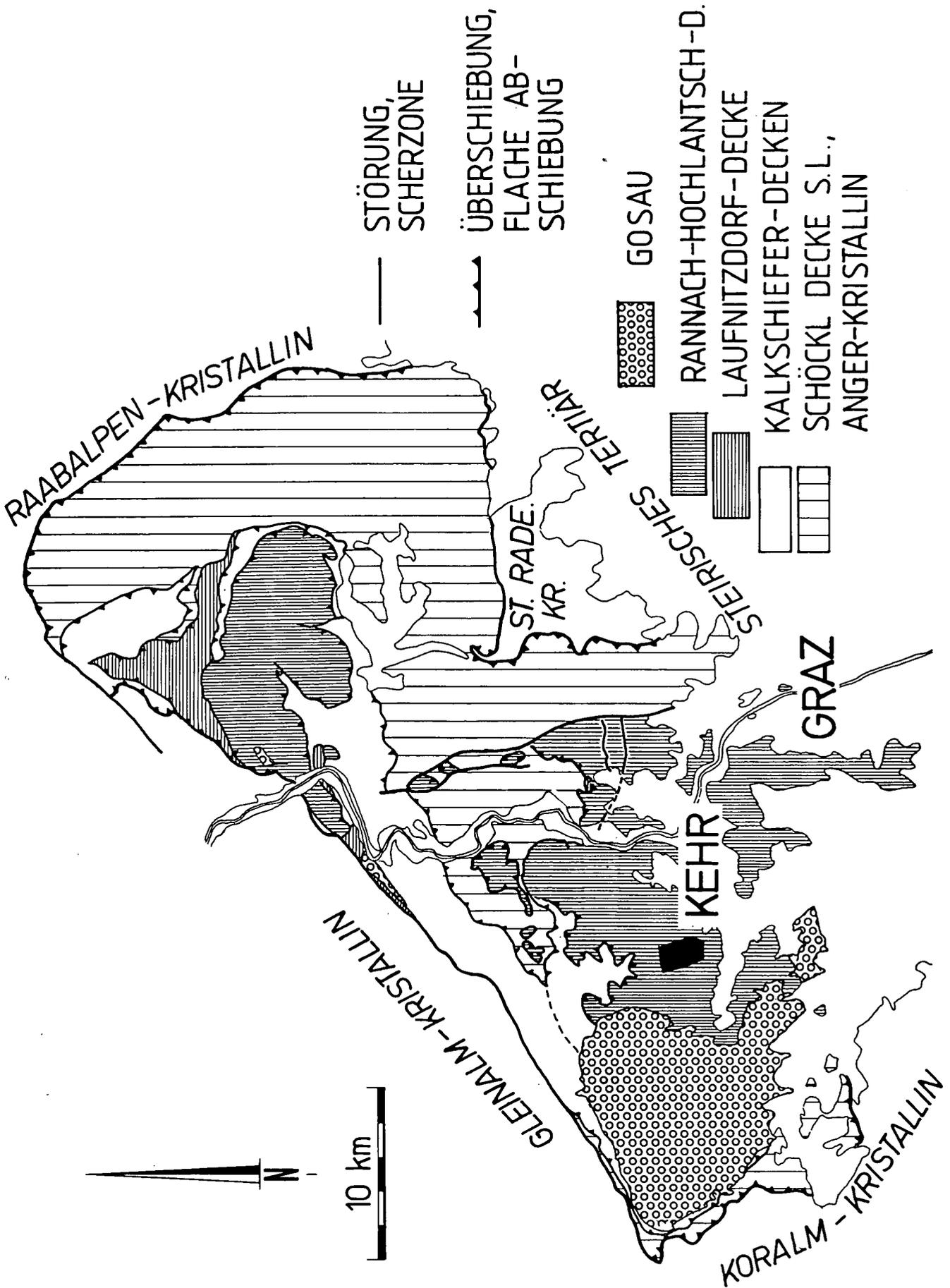
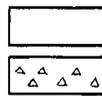


Abb. 1.  
Tektonische Übersichtskarte des Grazer Paläozoikums.  
Der schwarze Bereich markiert das Arbeitsgebiet Kehr (siehe Abb. 2).

1061 × PLESCHKOGEL



Hangschutt  
Rotlehm

BARRANDEI KALK

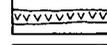


Dunkler Kalk

DOLOMITSANDSTEIN FM.



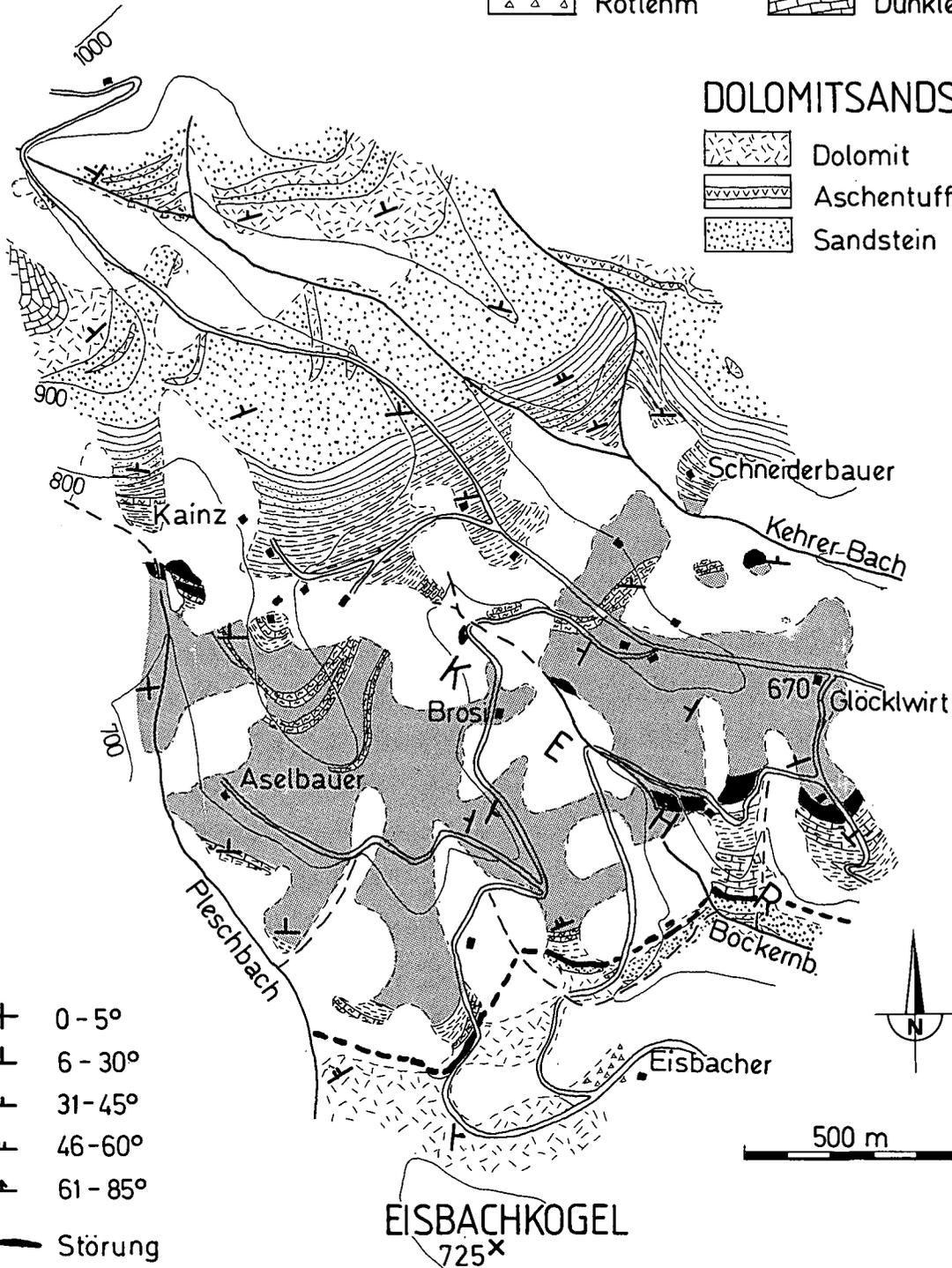
Dolomit



Aschentuff



Sandstein

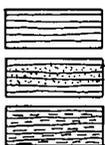


- + 0 - 5°
- ⊥ 6 - 30°
- ⊥ 31 - 45°
- ⊥ 46 - 60°
- ⊥ 61 - 85°

— Störung

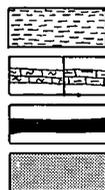
EISBACHKOGEL  
725<sup>x</sup>

"CRINOIDENSCHICHTEN"



Siltsteine mit Crinoidenkalken  
Sandsteine  
Schwarze Bankkalke und Tonschiefer

KEHR FM.



Tonschiefer  
Flaserkalk / Kalkschiefer  
Diabas (Mandelstein)  
Pyroklastika (vorw. Lapillituffe)

Abb. 2.  
Geologische Karte von Kehr.  
Zur Lage siehe Abb. 1.

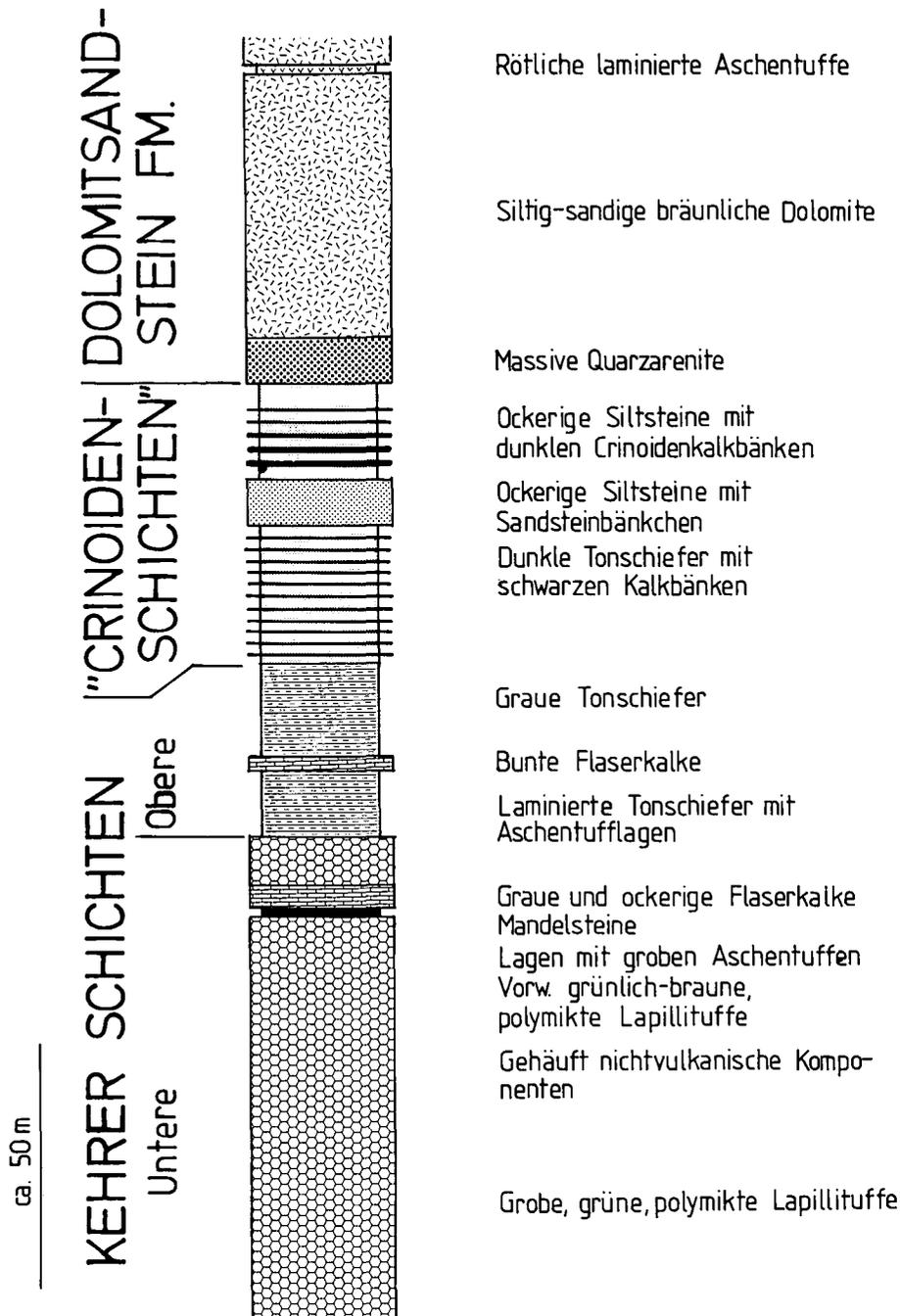


Abb. 3.  
Schematisches Säulenprofil der basalen Schichtfolge der Rannach-Gruppe (Gesteinsinhalt der Rannachdecke) bei Kehr.

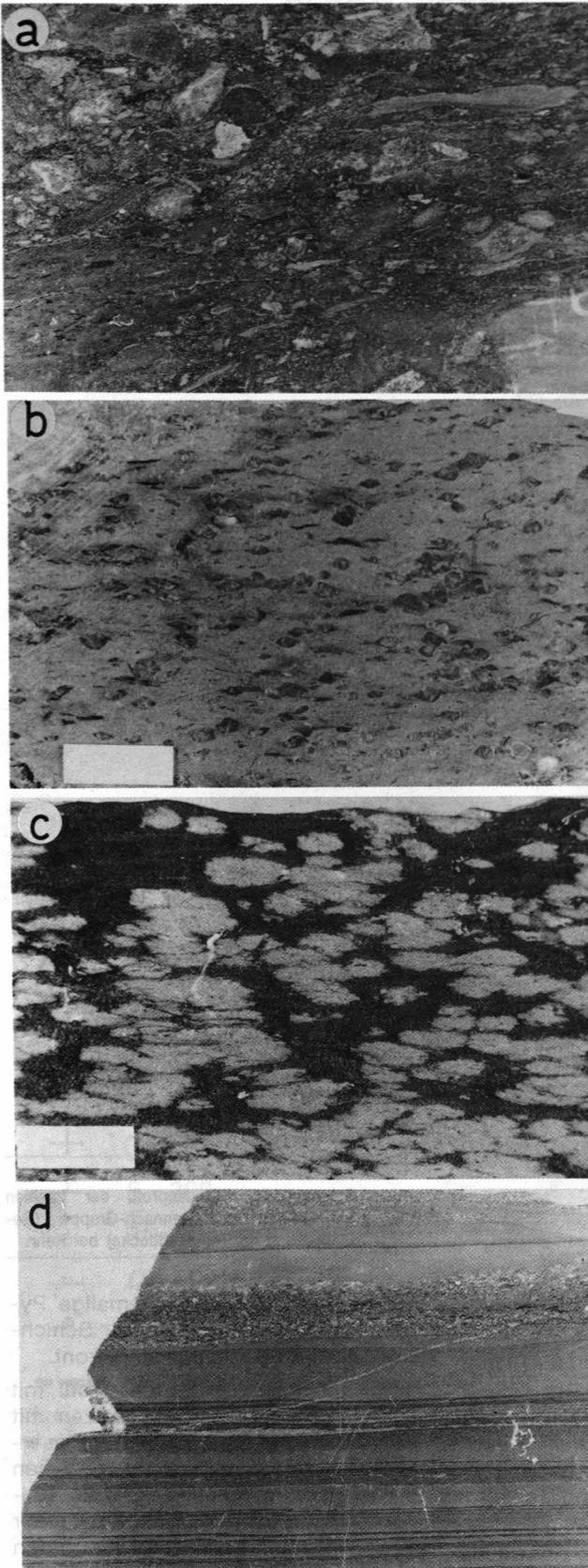
sind die Aschentuffe vorwiegend aus vitrischen Aschentuffen abzuleiten.

Nur an wenigen Stellen konnten als Hangendabschluß der vulkanogenen Abfolge um ein Meter dicke Mandelsteinlaven gefunden werden (Abb. 2). Sie sind feinkörnig, grünlich gefärbt, und führen ca. 3–5 mm große, mit Karbonat gefüllte Blasen Hohlräume (Abb. 4b). Diese Diabasmandelsteine haben eine mikrokristalline Grundmasse. Diese setzt sich aus idiomorphen Formrelikten aus Phyllosilikaten und Karbonat nach Plagioklas, Erz, Leukoxen, Chlorit und einem sehr feinkörnigen Feldspat/Quarzmeng zusammen (Abb. 5b). Vereinzelt wurden in den Diabasmandelsteinen des Liegendschenkels Epidot in Porphyroblasten und feinfilziger Aktinolith (?) angetroffen. Ehemalige Einsprenglinge sind selten. Vereinzelt kommen Plagioklas, selten vereinzelt perthitische Alkalifeldspäte und gelängte Formrelikte nach fraglichem Pyroxen vor. Letztere sind in

Chloritflatschen umgewandelt, was auf ehemalige Pyroxene hinweist (Abb. 4b). Die Unteren Kehrer Schichten beinhalten einen verfalteten Flaserkalkhorizont.

Die Oberen Kehrer Schichten setzen im Profil mit grauen phyllitischen Tonschiefern ein und setzen mit einem Flaserkalkhorizont fort (Abb. 2,3). Diese Flaserkalke mit vorwiegend grauen, manchmal rötlichen Knollen werden maximal ca. fünf Meter dick. Diese beiden Flaserkalkhorizonte führen im Arbeitsgebiet sehr selten Einzelkorallen (*Rugosa*), vereinzelt Crinoiden und wenige, stratigraphisch kaum verwertbare Conodonten. Mikrofaziell handelt es sich Biomikrite (Abb. 6a).

Bedingt durch Verfaltung ist nicht ganz ausgeschlossen, daß es sich nur um einen Flaserkalkhorizont handelt. Die unterschiedliche Färbung spricht für zwei Horizonte, nämlich einen liegenden, eher diskontinuierlichen, meist grauen Flaserkalk, und einen hangenden



**Abb. 4.**  
**Lithofaziestypen der vulkanogenen Gesteine der Kehr Schichten.**  
 a) Polymikter, schlecht sortierter Lapillituff der Unteren Kehr Schichten.  
 b) Fleckschiefer, Untere Kehr Schichten.  
 c) Mandelstein mit Karbonatmandeln, Oberrand Untere Kehr Schichten.  
 d) Laminiertes phyllitischer Tonschiefer mit Aschetufflagen, Obere Kehr Schichten.  
 Lange Kante des Maßstabs entspricht einem Zentimeter.

intensiv roten Flaserkalk. Über den bunten Flaserkalken folgen feingebänderte Tonschiefer mit vereinzelt, mm- bis max. cm-dicken Lagen von rekristallisierten vitrischen und Kristallaschentuffen (Abb. 4d) sowie seltenen vulkanogenen Grauwacken.

## 2.2. Crinoiden-Schichten

Die „Crinoiden-Schichten“ stellen eine informell benannte Formation dar, deren Typlokalität (siehe FLÜGEL, 1960, 1975) heute kaum mehr aufgeschlossen ist (siehe auch FRITZ, in Vorb.).

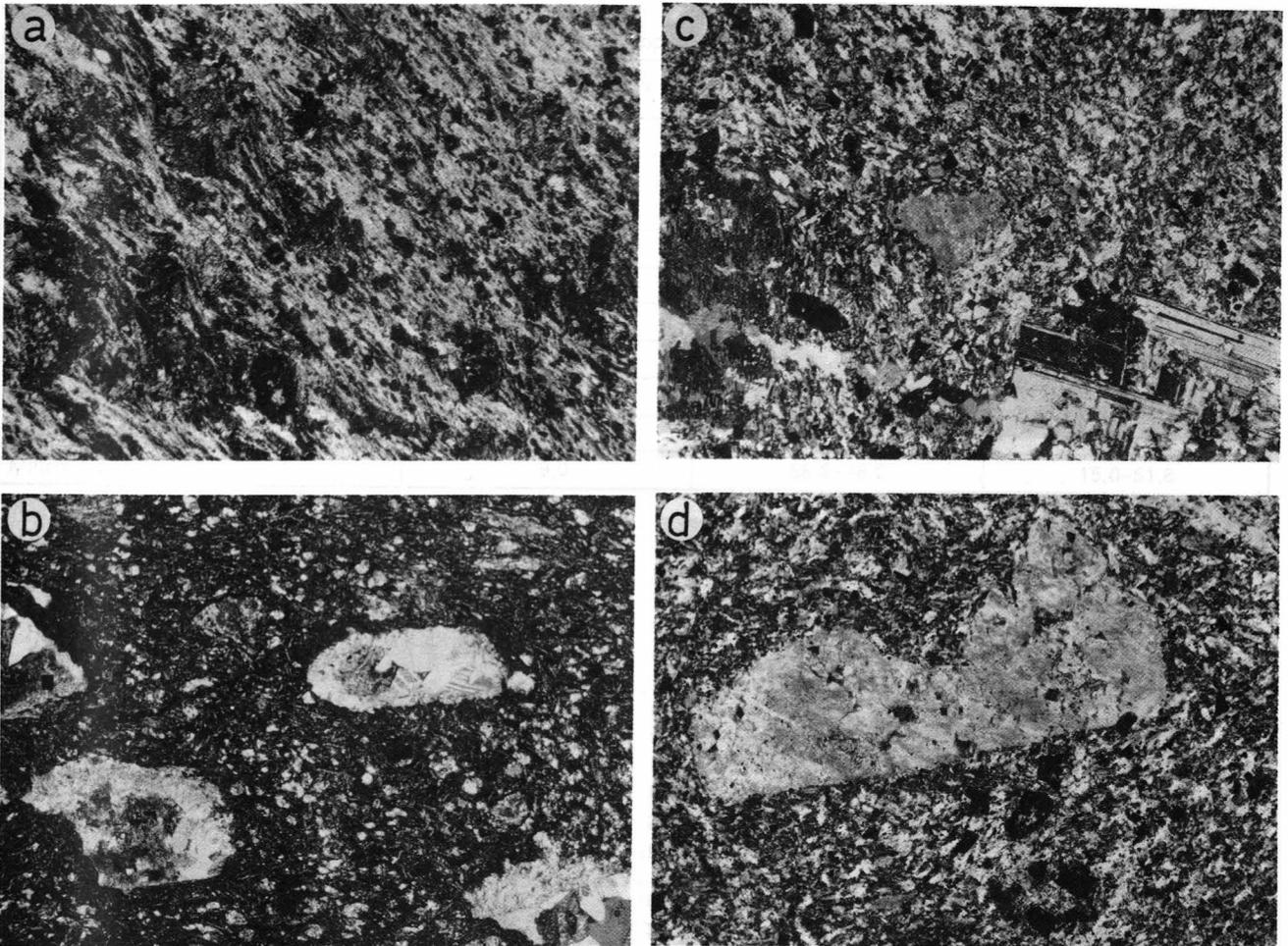
Die Crinoiden-Schichten treten nur längs des Hangendschenkels der Antiklinalstruktur von Kehr auf. Die Mächtigkeit der Crinoidenschichten beträgt hier ca. 50 bis 65 m. Die Abgrenzung zu den unterlagernden Oberen Kehr Schichten ist mit dem Erstauftreten von Kalkbänken zu ziehen. Die Crinoidenschichten lassen sich ebenfalls, ähnlich wie im Gebiet Rötischgraben (NEUBAUER, 1989), in mehrere Member untergliedern (Abb. 2, 3). Ein gut aufgeschlossenes Profil befand sich zur Zeit der Bearbeitung an der Straße nordwestlich Lippbauer (Abb. 2):

- 1) Basal sind mergelige Tonschiefer und Karbonatphyllite aufgeschlossen, die 5 bis 15 cm dicke dunkle, feinkristalline Kalkbänke führen (schwarze Bankkalk und Tonschiefer in Abb. 2).
- 2) Es folgen ockerige gefärbte flaserige Sandsteine, die ca. 2–4 cm dicke, karbonatisch zementierte, gradierte Sandsteinbänke beinhalten (Sandsteinmember in Abb. 2). Die Korngrößen der Sandsteine sind variabel und liegen im Fein- bis Mittelsandbereich. Auf den Schichtflächen sind Hellglimmerklasten zu erkennen. Diese Sandsteine sind generell relativ feldspatreich.
- 3) Ockerige, karbonatische Siltsteine mit vereinzelt dunklen Crinoidenkalkbänken von ca. 4 bis 40 cm Mächtigkeit. Die Kalkbänke sind dunkel, beinahe tonfrei und zeigen häufig eine normale Gradierung (Abb. 6b). Die Crinoiden sind stets disintegriert. Nur in einem Falle wurde ein zusammenhängender Crinoidenstiel gefunden (siehe auch Abb. 10a). Die Kalkbänke bestehen nach gasvolumetrischen Bestimmungen (Methode nach SCHEIBLER, siehe MÜLLER, 1964) aus 78–95 Gew.-% Gesamtkarbonat, während die Sandsteinbänke ca. 30–70 Gew.-% Gesamtkarbonat beinhalten. Der Dolomitanteil der Kalkbänke ist nach titrimetrischen Bestimmungen zwischen 2 und 13 Gew.-%.

Im stark deformierten Liegendschenkel wurden keine sicheren Äquivalente der Crinoidenschichten aufgefunden. Die auftretenden stark deformierten Kalkschiefer lassen sich eher aus Flaserkalken der Oberen Kehr Schichten als aus Crinoiden-Schichten des Members (3) ableiten. Mergelige Tonschiefer mit dunklen Kalkbänken und siltige Tonschiefer wurden nicht angetroffen.

## 2.3. Dolomitsandstein-Formation

Im Liegend- wie Hangendschenkel der Faltenstruktur setzt die Dolomitsandsteinformation mit einem Quarzsandsteinmember ein. Diese sehr gut sortierten Quarzarenite/Quarzwacken sind hell und karbonatfrei. Die



**Abb. 5.**  
 Gefügetypen vulkanischer Gesteine der Unteren Kehrer Schichten im Dünnschliff.  
 a) Blasenfreier Lapilli mit der Paragenese Epidot, Chlorit, Serizit, Kalzit.  
 Lange Bildkante entspricht ca. 3 mm.  
 b) Mandelstein mit gelängten Mandeln.  
 Lange Bildkante entspricht ca. 3 mm.  
 c) Latitisches, subvulkanisches Differentiat mit Plagioklas- und Alkalifeldspateinsprenglingen.  
 d) Trachtytisches, subvulkanisches Differentiat mit Alkalifeldspateinsprenglingen in einer alkalifeldspatreichen Grundmasse.  
 Lange Bildkante bei Fig. c und d ca. 1,2 mm. Alle Bilder mit gekreuzten Nicols.

Korngrößen liegen im Mittelsandbereich. Charakteristisch ist ein kieseliges Bindemittel. Die Mächtigkeit dieses Members beträgt zwischen 5 und 10 Meter. Die Quarzsandsteine sind massig und nicht gebankt, an einzelnen Stellen können Schrägschichtungskörper beobachtet werden. Die aus zwei Aufschlüssen (Rippe N Gehöft Kainz) abgeleitete Schüttungsrichtung weist bei Rückkipfung in die horizontale Lage auf eine Schüttung gegen NNW. Über den basalen Quarzareniten folgen Einschaltungen hellgrauer Dolomite, die im Hangendschenkel hellgraue, ockerig verwitternde, siltige Dolomite beinhalten können. Als Leithorizont wurde im Hangendschenkel mehrere Zentimeter bis Dezimeter dicke gelblich-rötliche Tufflagen in hellgelblichen Dolomiten gefunden. Diese Lagen sind auf mehrere Mächtigkeitenmeter verteilt.

Im Liegendschenkel (Gebiet Eisbachkogel, siehe Abb. 2) sind in inverser Folge das Quarzsandsteinmember und danach hellgraue massige Dolomite abgeschlossen. Die siltig-sandigen, kalkschieferähnlichen Dolomite des Hangendschenkels scheinen zu fehlen. Diese siltig-sandigen Einschaltungen innerhalb der Dolomitsandstein-Formation dominieren im Gebiet nörd-

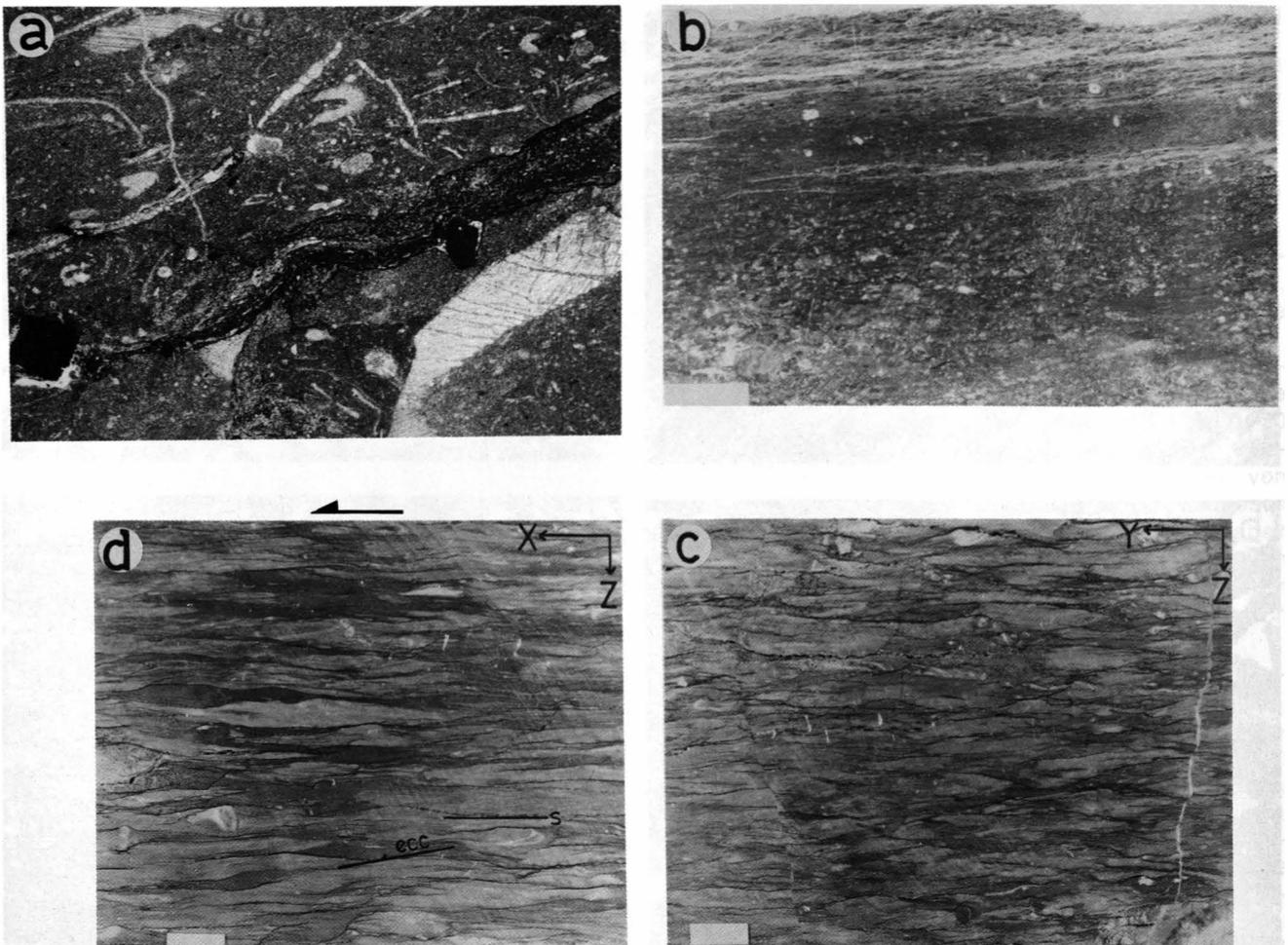
lich des Pleschkogels diese Formation (BUCHROITHNER, 1978).

#### 2.4. Barrandei-Schichten

Am Anstieg gegen den Pleschwirt kommen im Arbeitsgebiet dunkle, im Dezimeterbereich gebankte, fossilführende Kalke der Barrandei-Schichten vor. Sie überlagern hier die Dolomitsandstein-Formation.

#### 2.5. Bemerkungen zur Biostratigraphie

Eine Verfeinerung der Stratigraphie mit Conodonten wurde v.a. im Bereich der Oberen Schichten von Kehr und in den Crinoidenschichten im Straßenprofil Kehr – Pleschkogel versucht, hat aber keine überzeugenden, über den derzeitigen Kenntnisstand hinausgehende Ergebnisse gebracht. Die Flaserkalke führen ebenso wie die Crinoidenkalke wenig signifikante Conodontenfaunen (vornehmlich zerbrochene Astformen), die nur eine Eingrenzung auf höchstes Silur bis Unterdevon (basales



**Abb. 6.**  
 Karbonattypen der Oberen Kehrer Schichten und der Crinoidenschichten.  
 a) Dünnschliffbild eines biotemplierten Flaserkalkes, Obere Schichten von Kehr.  
 Lange Bildkante ca. 3 mm.  
 b) Anschliff eines gradierten, bioklastischen Kalkes (Tempestites) der Crinoidenschichten, oberes Member.  
 c) und d) Zwei unterschiedliche Schnittlagen eines Flaserkalkes der Oberen Schichten von Kehr.  
 Lange Kante des Maßstabs entspricht einem Zentimeter.

Ems) zulassen. Aus dem stratigraphisch liegendsten, tektonisch hangendsten Dolomithorizont der Dolomitsandstein-Formation des Liegendschenkels östlich des Eisbachkogels wurde eine Conodontenfauna mit Polygnathiden mit großer Basalgrube gewonnen, die auf basale Ems hinweist. Das steht in Übereinstimmung mit anderen Faunen der basalen Dolomitsandsteinfolge (vergl. NEUBAUER, 1989), die damit auch anzeigen, daß diese Dolomite in einem vollmarinen Milieu abgelagert wurden. Die Farbe der Conodonten ist, bedingt durch Inkohlung organischer Substanz während einer schwachen metamorphen Überprägung, schwarz (Conodont Alteration Index - CAI - von 5; vergl. EPSTEIN et al., 1977). Dies steht in Übereinstimmung mit den grünschieferfaziellen Mineralparagenesen mafischen Vulkanite.

FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1971) haben basales Unterdevon in Flaserkalken der Kehrer Schichten an einer Lokalität ca. 2 km östlich von Kehr nachgewiesen, EBNER et al. (1979) in vergleichbaren Flaserkalken des Liegendschenkels der Kehrer Antiklinale solche des höheren Silurs (Grenzbereich Ludlow/Pridoli). Erstere Fauna ist möglicherweise zeitlich etwas tiefer anzusetzen. Die Fauna von EBNER et al. (1979) fixiert den zeitlichen Abschluß des Vulkanismus der Kehrer Schichten mit hö-

herem Silur, was in Übereinstimmung mit einem vergleichbaren Profil in Eggenfeld steht (vergl. EBNER, 1976; PLODOWSKI, 1976; NEUBAUER, 1989). Den Crinoiden-Schichten kommt damit ein höchstsilurisches und unterdevonisches Alter zu, während die Dolomitsandsteinfolge im höheren Unterdevon (etwa basales Ems) einsetzt.

### 3. Modale Zusammensetzung der Sandsteine

Die Sandsteine wurden im Rahmen einer größeren Probenserie, die repräsentative Proben aller Sandsteine des Grazer Paläozoikums umfaßt, untersucht. Es wurden Modalanalysen in einem Punktzählverfahren angefertigt, wobei je nach Zusammensetzung und Matrixgehalt zwischen 400 und 1000 Punkte gezählt wurden. Die Schwankungen der modalen Sandsteinzusammensetzungen des Arbeitsgebietes Kehr sind aus Tab. 1 ersichtlich. Es wurden meist Schiffe senkrecht zur Schieferungsfläche und parallel zur Streckungslineation (X-Z-Schnitt) untersucht, und in einigen Fällen durch Schiffe senkrecht zu Schieferung und Streckungslineation kontrolliert (X-Y-Schnitt).

**Tabelle 1.**  
**Modale Zusammensetzung der Sandsteine der Rannach-Gruppe bei Kehr (in Vol.-%).**

	Kehrer Schichten (n = 1)	Crinoidenschichten (n = 9)	Dolomitsandstein (n = 3)
Quarz, monokristallin	1,3	11,4–40,0	46,0–82,3
Quarz, polykristallin	—	0 – 0,4	
Kalifeldspat	3,5	0,2– 2,6	0 – 1,2
Plagioklas	1,8	0,8–11,6	0,2– 0,3
Lithische Komponenten, sedimentär	—	—	—
Lithische Komponenten, metamorph	—	—	—
Lithische Komponenten, vulkanisch	82,5	0 – 0,2	—
Fossilbruchstücke	—	0 – 2,1	—
Hellglimmer	—	0 – 0,8	—
Matrix, Zement	9,0	56,2–76,2	15,0–51,6

Die primäre Zusammensetzung der Sandsteine ist durch eine Reihe sekundärer Prozesse verändert:

- Bildung von sekundärer „Matrix“ durch Serizitisierung und Chloritisierung lithischer Komponenten bei Diagenese, schwacher Metamorphose und Deformationsprozesse durch Zufuhr von wässrigen Fluids. Dieser Effekt kann bei Überlagerung durch stärkere Verformung der Gesteine nicht mehr quantifiziert werden.
- Drucklösung und Bildung von Druckschattenhöfen. Dieser Effekt ist abhängig von der Verformungsgeometrie und Schnitteffekten. Der Volumensanteil von Druckschattenhöfen wurde in X-Z-Schnitten einiger Proben untersucht. Er beträgt 5–11 Prozent, während der Anteil im X-Y-Schnitt auf 0 Prozent zurückgeht. Auch hier kommen schnittlagenabhängig unterschiedliche Matrixgehalte zustande. So wird die Zusammensetzung von Quarzareniten der Dolomitsandsteinformation in Richtung von Quarzwacken verschoben, wenn man X-Z-Schnitte untersucht.
- Eine sekundäre Karbonatisierung u.a. von Quarz äußert sich in fleckigem Ersatz von Quarzkomponenten durch Karbonat.

Alle diese Prozesse führen bei Untersuchung von X-Z-Schnitten zu einer Erhöhung des Matrixanteiles, wobei der Effekt nicht vollständig quantitativ erfaßt werden kann. In Y-Z-Schnitten kann jedoch der Matrixgehalt durch Drucklösung an Komponenten sekundär verringert werden. In Abb. 4 sind nur Ergebnisse von exklusiv X-Z-Schnitten berücksichtigt, wobei Proben mit einem Druckschattenanteil von mehr als 5 % ausgeschlossen wurden.

Die sandigen Lagen innerhalb der Oberen Kehrer Schichten führen im wesentlichen umgelagerte vulkani-

sche Komponenten und Feldspäte. Der Matrixanteil ist relativ gering. Diese „Sandsteine“ sind nach DOTT (1964; zitiert in PETTJOHN., 1975) als lithische Grauwacken, bzw. als vulkanogene Grauwacken anzusprechen.

Die Sandsteine der Crinoidenschichten sind karbonatzementierte Quarzwacken, bzw. vorwiegend Feldspatwacken nach DOTT, tw. mit erhöhten Feldspatgehalten (vorwiegend Plagioklas, nur in wenigen Beispielen Kalifeldspat und Plagioklas zu gleichen Teilen). Dazu kommen Phyllosilikate in den tonigen Intervallen der gradierten Schichten.

Von den Sandsteinen der Dolomitsandstein-Formation wurden nur die basalen Quarzarenite untersucht. Sie sind als kieselig zementierte Quarzarenite bzw. als Quarzwacken anzusprechen.

Die Zusammensetzung der Sandsteine der Schichtglieder an der Basis der Rannachdecke läßt u.a. eine signifikante Unterscheidung zwischen Crinoidenschichten und der basalen Dolomitsandstein-Formation zu. Die wichtigsten Kriterien sind in den Tabellen 1 und 2 zusammengefaßt. Die basalen Sandsteine der Dolomitsandstein-Formation unterscheiden sich durch kieseliges Bindemittel, durch niedrigeren Feldspatgehalt, durch das signifikante Überwiegen von Kalifeldspat gegenüber Plagioklas und durch ihre fehlende Hellglimmerführung.

Die Daten sind in einem Diagrammen von DICKINSON & SUZCEK (1979) zur Diskussion dargestellt (Abb. 7), um eine geodynamische Diskriminierung auf Grund dieser Sandsteindaten herauszuarbeiten. Die Dominanz des monokristallinen Quarzes in den Sandsteinen weist prinzipiell auf ein kontinentales Milieu. Die Summe aller Sandsteine weist auf ein intrakratonisches Bildungsmilieu. Jedoch reichen die dargestellten Daten nicht aus,

**Tabelle 2.**  
**Signifikante Unterschiede in der Zusammensetzung der Sandsteine der Rannach-Gruppe.**

	Obere Kehrer Schichten	Crinoiden-Schichten	Dolomitsandstein-Formation
Sandsteintypen	vulkanogene Grauwacken	Quarzwacken	Quarzarenite, Quarzwacken
Dominante Komponenten	lithisch vulkanisch	Quarz	Quarz
Wichtigste Nebenkomponten	Feldspäte	Feldspäte	Feldspäte
Feldspäte	Kalifeldspat	Plagioklas > Kalifeldspat	Kalifeldspat >> Plagioklas
Matrix und Zement	Karbonat, Chlorit, Phyllosilikate	Karbonat, Serizit	Quarz, Serizit

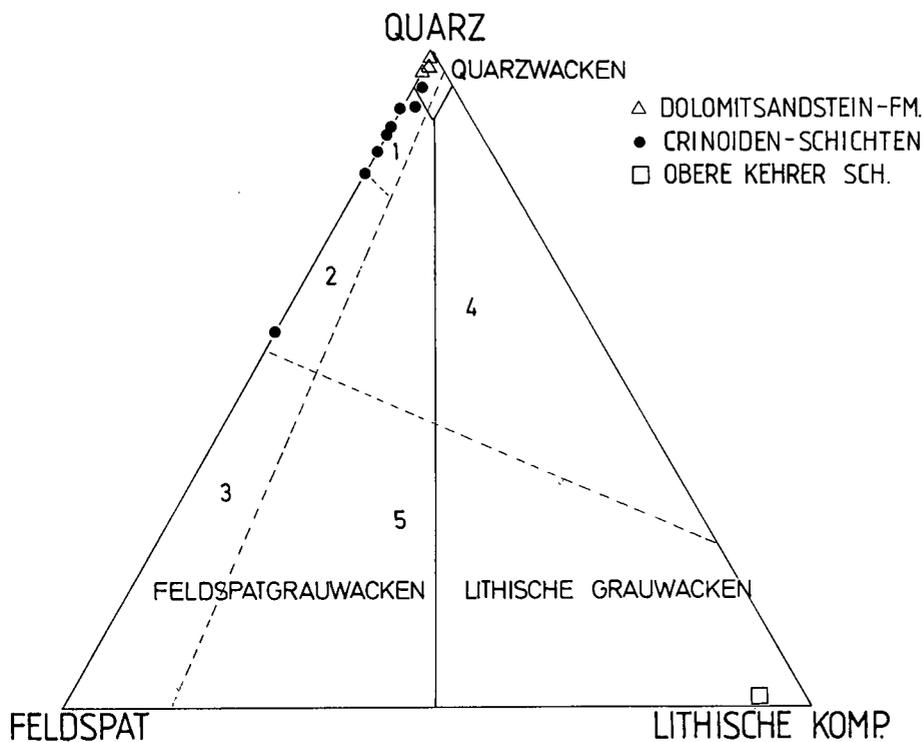


Abb. 7.  
Die modale Zusammensetzung der Sandsteine der Rannach-Gruppe bei Kehr. Festausgezogene Felder nach DOTT (1964) in PETTIJOHN (1975). Strichierte Felder nach DICKINSON & SUCZEK (1979): 1 = „craton interior“; 2 = „transitional continental“; 3 = „basement uplift“; 4 = „recycled orogenic“; 5 = „arc environments“.

um ein solches mit Sicherheit zu belegen (vergl. INGER-SOLL, 1990).

Die Feldspatanteile von sind aus den unmittelbar unterlagernden Untergrund abzuleiten. Die Diabase der Unteren Kehrer Schichten um Eggenfeld/Haritzgraben sowie auch die Vulkanite von Kehr führen neben Plagioklas (untergeordnet) teilweise Kalifeldspateinsprenglinge (v.a. im Gebiet Haritzgraben/Eggenfeld).

#### 4. Interpretation des Ablagerungsraumes

Die von Pyroklastika dominierte Abfolge der Unteren Kehrer Schichten wurde sicherlich in einem marinen Milieu abgelagert. Dafür spricht vor allem die Einlagerung eines pelagischen Flaserkalkes. Mehr als 98 Prozent des vulkanischen Profils werden von Tuffen eingenommen. Dies deutet auf eine distale vulkanische Fazies (im Sinne von WILLIAMS & McBIRNEY, 1979). Die Tuffe bestehen vor allem aus Lapilli. Die Komponenten sind dicht, führen kaum Einsprenglinge und Blasen, was für eine Fragmentierung durch Berührung mit Wasser, d.h. durch einen hydroklastischen Prozeß spricht (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Die Führung verschiedener hydroklastischer Lapillitypen, auch von subvulkanischen und sedimentären Lithoklasten, zeigt ebenso wie die gute Sortierung der meisten Lapillituffe Umlagerungs- und Transportausleseprozesse an. Die aufgefundenen Aschetuffe sind noch gut laminiert und nicht bioturbat gestört, was auf rasche Sedimentation oder größere Wassertiefe unter der Sturmwellenbasis schließen läßt. Als Herkunftsgebiet der Tuffe lassen sich die östlich gelegenen Kehrer Schichten im zentralen Grazer Paläozoikum annehmen, welche einen kontinuierlichen Wechsel zwischen Laven und Pyroklastika führen. Diese Profile wurden von NEUBAUER (1989) als proximale/zentrale vulkanische Fazies interpretiert.

Über die Wassertiefe der Ablagerung läßt sich schwerlich aus den vulkanischen Gesteinen etwas ab-

leiten. Die Blasen der Mandelsteine zeigen zwar an, daß der Gasdruck im ausfließenden Magma offensichtlich den Wasserdruck überschreiten konnte. Dies ist für alkalische Gesteine nicht verwunderlich, da CO<sub>2</sub> in solchen Gesteinen die dominierende Gasphase werden kann. Blasen kommen unter Wassertiefen von ca. 500 m kaum vor (CAS & WRIGHT, 1987).

Die auf die Vulkaniklastika folgenden Flaserkalk und anschließenden Tonschiefer zeigen geringe Sedimentationsraten, geringen klastischen Input eines ruhigen, gut durchlüfteten Ablagerungsraumes unter der Sturmwellenbasis an (FLÜGEL, 1978; FÜCHTBAUER, 1988; TUKKER, 1973). Die darauf folgenden Crinoiden-Schichten sind durch karbonatische und siliziklastische Tempestite dominiert (vergl. AIGNER, 1982). Die Bankmächtigkeiten und die maximale Korngröße nehmen gegen das Hangende zu, was für zunehmende Transportenergie, und damit flachere Meeresbereiche spricht. Dies gipfelt in den Quarzareniten der Dolomitsandsteinbasis, die mit ihrer extrem guten Sortierung, der Schrägschichtung aus einem Barrierebereich stammen dürften (FENNINGER & HOLZER 1978).

Insgesamt betrachtet findet man in der untersuchten Abfolge eine regressive Tendenz, die in einer allmählichen Auffüllung eines tieferen, pelagischen Sedimentationsraumes besteht.

#### 5. Struktur der Rannachdecke bei Kehr

Der symmetrische Aufbau, das heißt, die symmetrische Abfolge der Schichtglieder deutet auf einen Faltenbau mit flach nordfallenden aufrechten Hangendschenkel und steil nordfallenden, überkippten Liegend-schenkel (Abb. 2,8). Demnach liegt eine überkippte, südvergente antiformale Antiklinale vor. Ein Falten-scheitel, bzw. ein Schließen der Schenkel in streichen-der Fortsetzung konnte nicht auskartiert werden, bzw. ist auch in vorhandenen Detailkarten nicht ersichtlich.

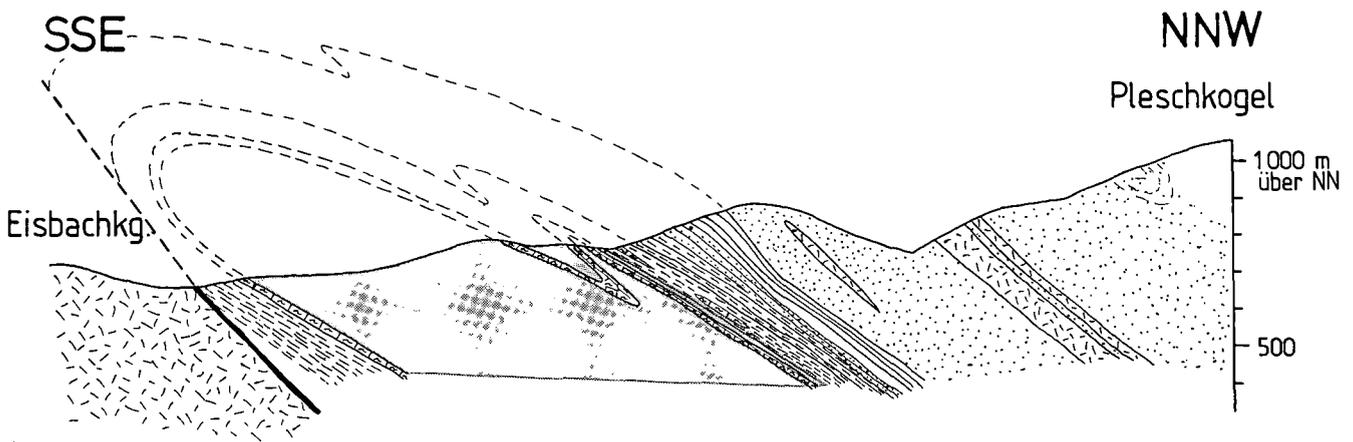


Abb. 8.  
Geologisches Profil durch die Struktur der Rannachdecke bei Kehr.

Eine deutlich ausgeprägte Schieferung läßt sich in allen Gesteinstypen, ausgenommen Quarzarenite und Dolomite der Dolomitsandstein-Formation, zu erkennen. Die Intensität der Schieferung ist v.a. in den Kalkschiefern und phyllitischen Tonschiefern der Oberen Kehrer Schichten des Liegendschenkels hoch. Die Bildung der Schieferung geht auf Drucklösung von Karbonat und Quarz sowie Plättung von Komponenten, z.B. von Lapilli, Mandeln zurück. Die Längung der Komponenten ist als Streckungslinear auf der Schieferung im gesamten Gebiet einheitlich um E-W- bis WSW-ENE-orientiert (Abb. 9a). Die Dehnung längs der Streckungslineation wird auch durch das Auftreten von karbonatgefüllten Dehnungsfugen bestärkt, deren Orientierung in N-S-Richtung ebenfalls auf E-W-Dehnung hinweist (Abb. 9b,c).

An einigen Proben von Mandelsteinen und Lapillituffen wurde die dreidimensionale finite Verformung aus zwei bzw. drei orthogonalen Schnitten (Rf- $\Phi$ -Methode an Lapillituffen: LISLE, 1979; Längen-/Breiten-Verhältnisse an Mandeln: siehe RAMSAY & HUBER, 1983) bestimmt. Die Ergebnisse sind in Abb. 10 und Tab. 3 zusammengestellt. Diese Untersuchungen ergaben eine „plane strain“-Geometrie an den Mandelsteinen und eine starke Plättung in den Lapillituffen. Dabei fanden

sich initial geplättete Komponenten in den Lapillituffen, wobei die initialen Achsenverhältnisse  $x:y:z$  ca.  $2,5:2,4:1$  betragen. Die unterschiedliche Verformungsintensität der Mandelsteine und Lapillituffe läßt sich auf die unterschiedliche Lage innerhalb der Großfalte zurückführen. Die Lapillituffe stammen aus dem hochdeformierten Kern der südvergente Großfalte, die Mandelsteine aus dem Hangend- und Liegendschenkel.

Tabelle 3.  
Achsenverhältnisse des finiten Verformungsellipsoids von Gesteinen der Rannachdecke bei Kehr.

Probe Nr.	Achsenverhältnisse			Gesteinstyp
	X	Y	Z	
K 10	1,75	1	0,29	Lapillituff
K 21	1,35	1	0,39	Mandelstein
K 240	1,63	1	0,47	Lapillituff
K 241	1,49	1	0,70	Mandelstein
K 253	1,33	1	0,23	Lapillituff
K 256	1,3	1	0,23	Lapillituff
K 263	1,6	1	0,31	Mandelstein
K 286	1,07	1	0,56	Mandelstein

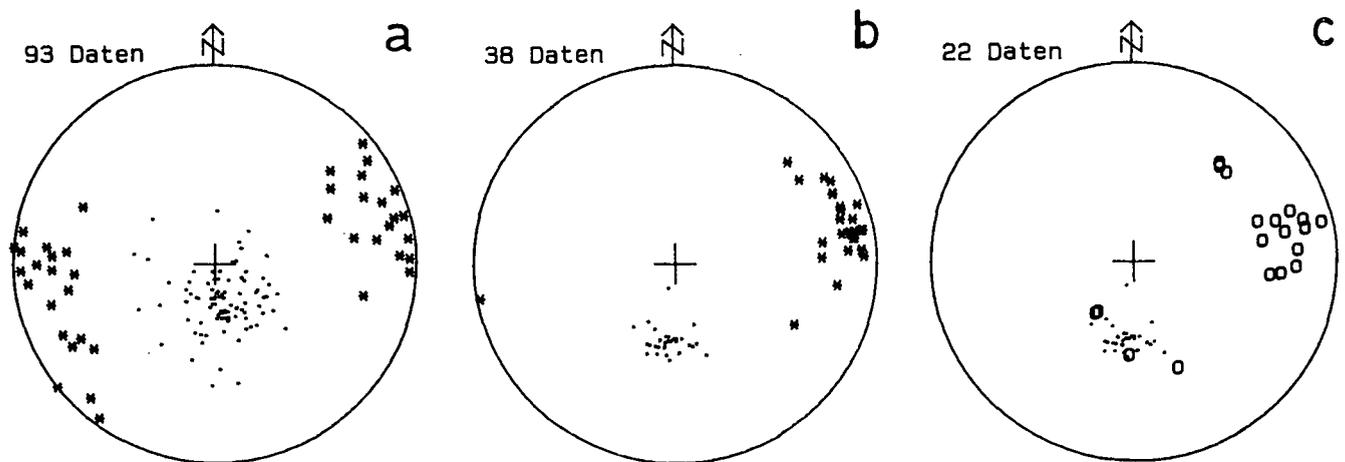


Abb. 9.  
Gefügedaten in der LAMBERTSchen Projektion (SCHMIDTSches Netz).

a) Alle Schieferungsflächenpole (\*) und Streckungslineationen (\*).

b) Schieferungsflächenpole (\*) und Streckungslineationen (\*) der Crinoiden-Schichten an Straße NW Lippbauer des Hangendschenkels der Kehrer Antiklinale.

c) Crinoiden-Schichten wie b, mit Flächenpolen von karbonatgefüllten Dehnungsklüften (o).

Zahl der Daten: a und b = Zahl der Schieferungsflächenpole; c = Zahl der Dehnungsgangpole.

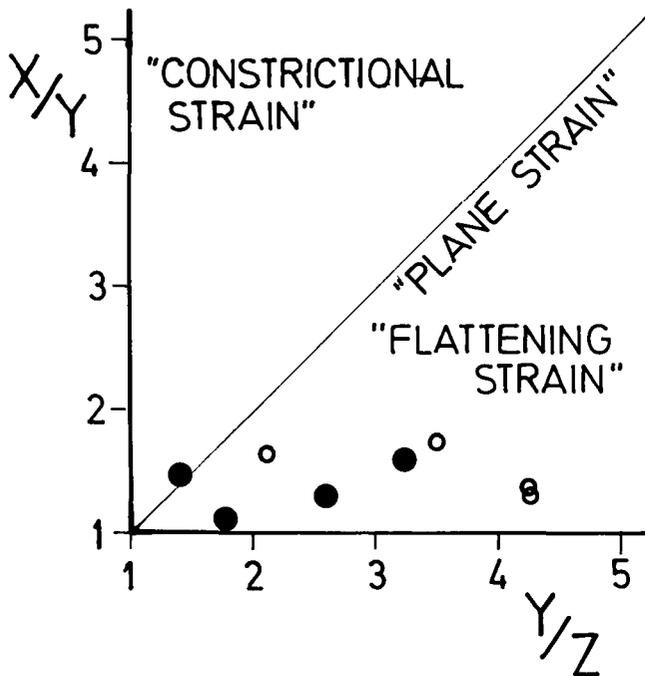


Abb. 10.  
FLINN-Diagramm.  
● = Mandelsteine; ○ = Lapillituffe.

Das Auftreten eines ca. orthogonalen Systems von Dehnungsfugen in Kalkbänken der Crinoiden-Schichten (Abb. 9c) weist qualitativ ebenfalls auf eine Plättungs-komponente der finiten tektonischen Verformung (vgl. RAMSAY & HUBER, 1983).

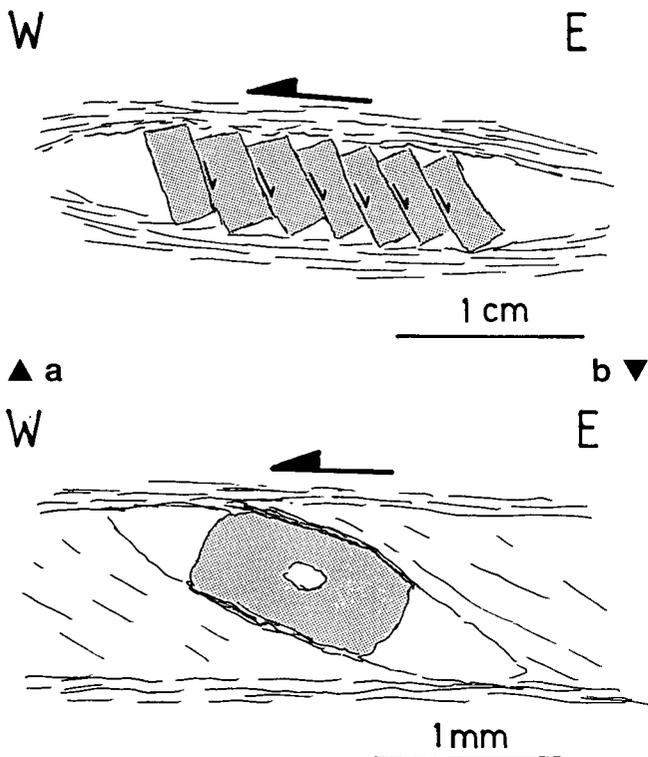


Abb. 11.  
Scherkriterien aus der Struktur von Kehr.  
a) Zergleiten eines Crinoidenstieles nach dem „Bookshelve“-Mechanismus.  
b) Asymmetrischer Crinoidenklast.  
Beide Beispiele aus den Crinoiden-Schichten nordwestlich Lippbauer, Straße Kehr - Pleschkogel (siehe Abb. 2).

Vor allem im gut aufgeschlossenen Hangendschenkel läßt sich durch zahlreiche Beobachtungen ein einheitlicher Schersinn des Hangenden gegen W ableiten.

Die wichtigsten beobachteten Scherkriterien sind:

- S-c-Gefüge (BERTHÉ et al., 1979) und Dehnungs-schieferung in Flaserkalken (Abb. 11c,d).
- Antithetische Rotation von Crinoidenstielgliedern (SIMPSON & SCHMID, 1983) in einem zusammenhängenden Crinoidenstiel (Abb. 11a).
- Der Winkel von 60 bis 90° zwischen Streckungslineation und karbonatgefüllten Dehnungsgängen (siehe Abb. 9b,c).
- Scherbänder in Tuffen der Unteren Kehrer Schichten, Flaserkalken der Oberen Kehrer Schichten und Crinoiden-Schichten.
- Asymmetrische Druckschattenhöfe um Pyrit und Crinoidenklasten (Abb. 11b).

Dieses Schieferungs- und Streckungsgefüge wird selten von SE-vergenten Kleinfalten im Dezimeterbereich überprägt, die mit einer steil W- bis NW-fallenden Achsenflächenschieferung verknüpft sind. Die Faltenformen sind als Knickfalten zu beschreiben.

## 6. Interpretation der strukturellen Daten

Die strukturellen Daten zeigen, daß die Schichtfolge im wesentlichen in eine südvergente, antiformale Antiklinale mit E-W-verlaufenden Faltscheitel gelegt ist. Parasitär-falten sind selten. Dabei kommt es vorwiegend im Liegendschenkel zur Abscherung und Ausdünnung der Schichtfolge. Interessant ist nun, daß die dominante Streckungslineation, wie so häufig, parallel zur Faltenachse verläuft. Schersinnkriterien sind vor allem im Hangendschenkel häufig, und zeigen einen Transport des Hangenden gegen W an. Die Transportweiten sind sicherlich nicht hoch. Die Strukturen zeigen, daß Faltung und Scherung auf einen gemeinsamen Prozeß zurückzuführen ist. Wichtigstes Argument ist, daß eine Verfaltung der Schieferungsfläche – abgesehen von seltenen Knickfalten – weder im Großbereich noch im Aufschluß nachgewiesen werden konnte.

Damit drängt sich eine Deutung der Struktur als laterales Segment einer Futteralfalte auf, wobei Schieferung und Falten durch denselben Prozeß und gleichzeitig gebildet wurden. Eine solche Futteralfalte könnte auch aus der Struktur des westlich anschließenden Gebietes abgeleitet werden (Abb. 12), wo die aufrechte Schichtfolge des Hangendschenkels gegen Süd umbiegt und, abgesehen durch neogene Erosion bedingte Überdeckung, gegen S streicht. Im Bereich westlich Stiwill ist die Extension besonders hoch und beträgt nach Messungen von Druckschattenhöfen um Pyrit aus Crinoiden-Schichten zwischen 600 und 1000 %. Insgesamt scheint sich an diesem N-S-streichenden Abschnitt unmittelbar östlich der Gosau von Kainach eine Zunahme der Verformungsintensität abzuzeichnen, was auch zur markanten Ausdünnung der Schichtfolgen im Bereich nordwestlich des Kehrer Kogels führte (siehe Abb. 12). Sichere Crinoiden-Schichten des Liegendschenkels tauchen auch gegen W nicht mehr auf. Schwarzschiefer und Kalkschiefer lassen sich am ehesten den Oberen Schichten von Kehr zuordnen. Die Dolomitsandstein-Formation des Liegendschenkels ist

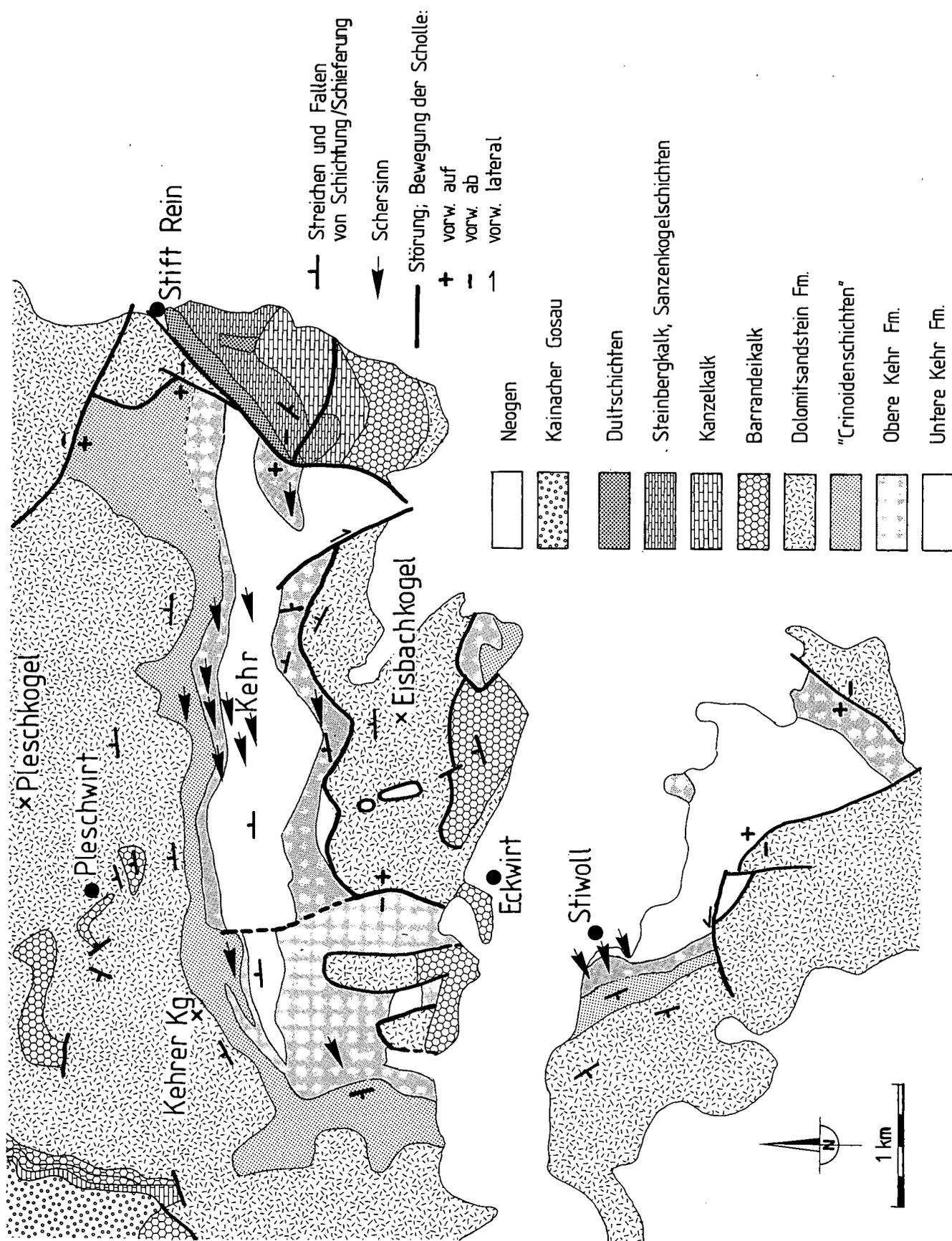
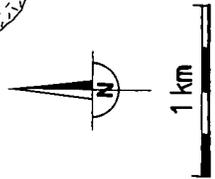


Abb. 12.  
 Vereinfachte geologische Karte der Rannachdecker westlich von Graz, uminterpretiert nach Karten von EBNER (1983), WEBER (1990) und eigenen Beobachtungen.



durch einige Störungen durchschnitten. Nördlich Stiwooll wird die Dolomitsandstein-Formation von Barrande-Schichten unterlagert, südöstlich von Kehr von Kehrer Schichten und Crinoiden-Schichten.

Der Hangendschenkel zeigt ebenfalls Anzeichen von Verfallung. Südöstlich des Pleschwirtes werden die Barrandeikalke von Dolomitsandstein-Formation überlagert. Damit liegt es nahe, hier eine südvergente Synklinale zu postulieren.

Der Faltenbau wird von einem Störungssystem überlagert. Eine größere NE-SW-streichende, SE-abschiebende Abschiebung läßt sich von Stift Rein gegen SW verfolgen und dürfte in einer ähnlich streichenden Abschiebung ca. 2 km südöstlich von Stiwooll ihre Fortsetzung finden. Eine andere N-S-streichende, W-abschiebende Abschiebung ist nördlich Eckwirt zu erkennen. Beide Störungen zusammen ergeben einen herausgehobenen Horst, der durch ca. WNW-ESE-Dehnung zustande gekommen ist.

## 7. Diskussion

Die Unteren Kehrer Schichten beinhalten die Ablagerungen eines Vulkanbaues, der in der Rannachdecke des Grazer Paläozoikums weit verbreitet ist. Das genaue Alter ist noch unklar, jedoch sprechen alle Daten dafür, daß dieser Vulkanismus im höchsten Ludlow oder im Pridoli sein Ende fand. Ungefähr zeitgleicher, silurischer Vulkanismus ist v.a. auch in der Laufnitzdorf-Gruppe vorhanden (GOLLNER & ZIER, 1985; GOLLNER et al., 1982; TSCHELAUT, 1984a). Eine vorläufige Auswertung geochemischer Daten von den Laven vom Haritzgraben/Eggenfeld spricht für einen mild alkalischen Vulkanismus in den Unteren Kehrer Schichten (FRITZ & NEUBAUER, 1988). Dafür spricht auch das Auftreten von Keratophyrkomponenten, wie sie in dieser Studie beschrieben werden.

Die Schichtfolge von Kehr unterscheidet sich signifikant von der Schichtfolge im Eggenfeld/Haritzgraben (EBNER, 1976; NEUBAUER 1989) wie auch von der des Plabutsch-Florianikogelzuges (SCHÄFER, 1937; POLTNG, 1984). Dies pointiert die Faziesdifferenzierung an der Basis der Rannachgruppe, die von FRITZ & NEUBAUER (1988) und NEUBAUER (1989) gezeigt wurde. Klar erkennbar ist dies gegenüber dem Gebiet Haritzgraben/Eggenfeld, wo man eine zentrale vulkanische Fazies (im Sinne von WILLIAMS & McBIRNEY, 1979) mit Laven und Vulkaniklastika nachweisen kann. Blasenreiche Tuffe in den hangendsten Partien der Schichtfolge in Eggenfeld weisen auf subärische Fragmentierung der vulkanischen Komponenten. Ebenso zeigen dazwischengeschaltete grobkörnige Fossilschuttdolomite einen flachen, hochenergetischen Ablagerungsraum an. Dieser Fossilschuttdolomit könnte mit dem tieferen Flaserkalkhorizont in Kehr korreliert werden. Demgegenüber ist der Ablagerungsraum in Kehr tiefer und dominiert von umgelagerten Tuffen. Diese Tuffe könnten von einer Hochzone, wie sie durch den Bereich Eggenfeld/Haritzgraben repräsentiert werden, abgeleitet werden. Insgesamt handelt es damit einen zusammengesetzten marinen Vulkan. Die in den Lapillituffen vorkommenden Sedimente können durchaus an den Flanken des Vulkans abgelagert worden sein, und zusammen mit den Lapillituffen in tiefere Meeresbereiche umgelagert worden sein.

Der folgende Ablagerungszyklus zeigt zunächst Sedimentation pelagischer Karbonate an einer gutdurchlüfteten marinen Schwelle. Im Folgenden wird der Einfluß siliziklastischer Sedimentation dominant. Der hohe Quarzgehalt, die Führung von Hellglimmern der Sandsteine zeigen ein kontinentales, metamorphes Liefergebiet an. Alle Argumente sprechen damit für einen kontinentalen Untergrund, auf dem dieser Vulkanbau aufgebaut wurde.

Die Struktur schließt sich gut an die der Rannachdecke im NE und E an. Charakteristisch für das untersuchte Gebiet ist die Großfaltenstruktur einer E-W-orientierten, S-vergenten Antiklinale, wie sie auch aus anderen Bereichen des Grazer Paläozoikums bekannt ist (vergl. FLÜGEL, 1975; TSCHELAUT, 1984b). Generell besteht noch Unklarheit über die Ursache dieses Phänomens. Andererseits finden sich auch die Strukturen W-gerichteter Schertektonik, die auf den Transport der Rannachdecke über die tieferen Einheiten des Grazer Paläozoikums zurückgeht. Dies steht in Übereinstimmung mit Beobachtungen von BROSCHE (1985), FRITZ (1986, 1988) und FRITZ et al. (im Druck) in anderen Teilen des Grazer Paläozoikums. Die Verformungsanalysen zeigen ebenfalls, daß einfache Scherung das dominante Verformungsregime darstellt. Das Alter des Deckenbaues ist wegen der transgressive Überdeckung durch Kainacher Gosau und wegen der Datierung der Deformation durch FRITZ (1988) als altpaläozoisch (ca. 130–120 Ma) festgelegt. Die Störungstektonik dürfte als gosauisch angesehen werden. Zwei Gründe sprechen dafür: Einerseits die vergleichbare Kinematik einer Ost-West-Dehnung, die zur Bildung des unmittelbar westlich des Arbeitsgebietes gelegenen Gosaubekens geführt hat, andererseits scheint das Jungtertiär durch diese Störungen nicht betroffen worden zu sein.

## Dank

Die Bearbeitung dieses Gebietes wurde 1985 im Rahmen eines Projektes meines verstorbenen Kollegen und Freundes Hannes GOLLNER auf Anregung von Prof. Helmut FLÜGEL durchgeführt. Die Arbeit wurde durch den Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 5506) gefördert.

## Literatur

- AIGNER, T.: Calcareous tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestone (Middle Trias, SW-Germany). – In EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): *Cyclic and Event Stratification*; 180–198, Berlin (Springer) 1982.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P.: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. – *J. Struct. Geol.*, 1, 31–42, Oxford 1979.
- BROSCHE, F.J.: Kleintektonische Beobachtungen aus dem Plabutsch-Sondierstollen (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, 127, 525–549, Wien 1985.
- BUCHROITHNER, M.F.: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 108, 77–93, Graz 1978.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: *Volcanic successions modern and ancient*. – 528 S., London (Allen & Unwin) 1987.

- DICKINSON, W.R. & SUZCEK, C.A.: Plate tectonics and sandstone compositions. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **63**, 2164–2182, Tulsa 1979.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Geol. Paläont. Technik Bergbau Landesmus. Joanneum, **37**, 275–305, Graz 1976.
- EBNER, F.: Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte "Mittleres Murtal". – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 99–131, 2 Karten, Wien 1983.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies – Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum) im Raume St. Pankrazen – Großtűbing. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**, 85–95, Graz 1979.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **41**, 45–65, Graz 1980.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Color Alteration – An index to organic metamorphism. – U.S. Surv. Prof. Pap., **995**, 27 S., 1977.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. Geol. Ges., **69** (1976), 106–162, Wien 1978.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U.: Pyroclastic rocks. – 472 S., Berlin (Springer) 1984.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden an Kalken. – 454 S., Berlin (Springer) 1978.
- FLÜGEL, H.: Das tektonische Gefűge von Kehr bei Rein. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **45** (1952), 147–163, Wien 1954.
- FLÜGEL, H.W.: Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – Prager Arbeitstagung Stratigraphie Silur & Devon (1958), 115–61, Praha 1960.
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Technik Landesmus Joanneum, Sdh. **1**, 288 S., Graz 1975.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., 1 geol. Karte, Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P.: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. geol. Ges. Wien, **63**, 142–148, Wien 1971.
- FRITZ, H.: Zur Geologie des nordwestlichen Grazer Paläozoikums (im Bereich Schartnerkogel – Parmaseggkogel). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 209 S., Graz 1986.
- 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.: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., (in Vorb.)
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Geodynamic aspects of the Silurian/early Devonian sedimentation of the Paleozoic of Graz. – Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **68**, 359–367, Zürich 1988.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L.: Compression versus extension in the Paleozoic of Graz. – Zentralbl. Geol. Paläont. Teil 1, Allgem., Angew. Reg. Geol., (zum Druck übersandt).
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. – 4. Aufl., 731–778, Stuttgart (Schweizerbart) 1988.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Chr.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Chr.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 43–73, Wien 1985.
- HEINISCH, H.: Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone - Ostalpen. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 407–418, Zürich 1988.
- INGERSOLL, R.V.: Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. – Geology, **18**, 733–736, Boulder 1990.
- KNEBEL, R.: Profil der Antiklinale von Kher. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **1939**, 113–114, Wien 1939.
- LISLE, R.J.: Strain analysis using deformed pebbles: the influence of initial pebble shape. – Tectonophysics, **60**, 263–277, Amsterdam 1979.
- LOESCHKE, J.: Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**, 599–616, Stuttgart 1989.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sediment-Untersuchung. – 303 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 459–474, Wien 1989.
- NEUBAUER, F., GOLLNER, H. & SCHALK, L.: Volcanism-controlled sedimentation – the Silurian and early Devonian facies distribution in the Rannach facies, Paleozoic of Graz, Austria. – IGCP Project No. 5: Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belts, Final Meeting, Sardinia, May 25–31, 1986, Abstracts., 59–60, Cagliari 1986.
- PETTJOHN, F.J.: Sedimentary Rocks. – Third Ed., 628 S., New York (Harper) 1975.
- PLADOWSKI, G.: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **37**, 276–323, Graz 1976.
- POLTNIG, W.: I. Beitrag zur Geologie westlich Gűsting bei Graz. – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 106 S., Graz 1984.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.: The techniques of modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis. – 307 S., London (Academic Press) 1983.
- SCHÄFER, A.: Geologische Karte des Buchkogel-Florianibergzuges bei Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **74**, 133–143, Graz 1937.
- SCHALK, E.: Geologische Untersuchungen an silurischen Lapidilituffen der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Unveröff. Hausarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 68 S., Graz 1985.
- SCHMID, R.: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the systematics of Igneous Rocks. – Geology, **9**, 41–43, Boulder 1981.
- SCHMINCKE, H.-U.: Pyroklastische Gesteine. – In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) Sedimente und Sedimentgesteine; 4. Aufl., 731–778, Stuttgart (Schweizerbart) 1988.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M.: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement of sheared rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1281–1288, Boulder 1983.
- TSCHELAUT, W.: Das Paläozoikum zwischen Rűthelstein und Gams bei Frohnleiten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 133–161, Graz 1984(a).
- TSCHELAUT, W.: Die „Frohnleitner Falte“ (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984(b).
- TUCKER, M.E.: Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, 320–350, Stuttgart 1973.

WEBER, L.: Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen. – Archiv Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **12**, 1–289, Wien 1990.  
WILLIAMS, H. & MCBIRNEY, A.: Volcanology. – 391 S., San Francisco (Freeman, Cooper & Co.) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 28. Dezember 1990.