

Carinthia II	179./99. Jahrgang	S. 59–109	Klagenfurt 1989
--------------	-------------------	-----------	-----------------

Herrn HR Prof. Dr. Franz KÄHLER (Klagenfurt), dem Pionier der stratigraphischen Forschung im Karbon und Perm der Karnischen Alpen mit aufrichtiger Hochachtung gewidmet

Das Karbon in Kärnten

Von Karl KRAINER

Mit 33 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Karte

„Paläontologische Studien haben der Lehre von den starren Gebilden der Erde wie durch einen belebenden Hauch, Anmuth und Vielseitigkeit verliehen. Die versteinierungshaltigen Schichten bieten uns, in ihren Grabstätten erhalten, die Floren und Faunen der verflossenen Jahrtausende dar. Wir steigen aufwärts in die Zeit, indem wir, die räumlichen Lagerungsverhältnisse ergündend, von Schicht zu Schicht abwärts dringen. Ein hingeschwundenes Thier- und Pflanzenleben tritt vor unsere Augen.“

Alexander von HUMBOLDT

EINLEITUNG

Das Karbon – auch als Steinkohlenformation bekannt – ist ein überaus interessanter Zeitabschnitt der Erdgeschichte. In Kärnten liegen die meisten, vor allem die am besten erhaltenen und fossilreichsten Karbonvorkommen Österreichs, ja der Alpen überhaupt. Entsprechend weit reicht die Erforschungsgeschichte dieser Karbonvorkommen zurück und entsprechend groß ist die Zahl der wissenschaftlichen Arbeiten, die über die einzelnen Karbonvorkommen Kärntens bisher veröffentlicht wurden.

Trotzdem gibt es noch immer eine Reihe von offenen Fragen, zu deren Klärung noch viel Forschungsarbeit notwendig sein wird.

Die vorliegende Arbeit, in der der Verfasser versucht, den bisherigen Kenntnisstand über das Karbon in Kärnten in kurzer, zusammengefaßter und (hoffentlich) leicht verständlicher Form einem breiteren Leserkreis zugänglich zu machen, entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Adolf FRITZ (Klagenfurt), der sich selbst seit vielen Jahren mit der wissenschaftlichen Erforschung der in den Karbonsedimenten enthaltenen fossilen Pflanzenreste befaßt.

ALLGEMEINE BEMERKUNGEN ZUM KARBON

Zum besseren Verständnis scheint es zunächst angebracht, einen allgemeinen Überblick über das Karbon zu geben.

Das Karbon (von lat. *carbo* = Kohle) hat seinen Namen von den innerhalb dieser Formation besonders in der nördlichen Hemisphäre (Asien, Europa, Nordamerika) enthaltenen riesigen Steinkohlenvorkommen.

Das System des Karbons, das einen Zeitraum von rund 65 Millionen Jahren umfaßt (Dauer von ca. 350 bis 285 Millionen Jahren vor heute), bildet zusammen mit dem nächstjüngeren System des Perms (ca. 285 bis 250 Millionen Jahre vor heute) das Jungpaläozoikum.

Die weitere Untergliederung des Karbons ist aus nachstehender Tabelle 1 ersichtlich.

PERM		Allgemeine Gliederung		285 Mill. J.	Russische Gliederung	
KARBON	Oberkarbon (Siles)	Stefan	C	285 Mill. J.	Gzhel	Oberkarbon
			B		Kasimov	
			A			
		Westfal	D		Moskau	Mittelkarbon
			C			
			B			
			A		Bashkir	
		Namur	C			
			B			
	Unterkarbon (Dinant)	Visé	A		Serpuchov	Unterkarbon
					Visé	
		Tournais			Tournais	
DEVON			350 Mill. J.			

Tab. 1: Gliederung des Karbon

Das Karbon ist vor allem charakterisiert durch die variszische Orogenese (Gebirgsbildung), die in mehreren Phasen¹ aus den variszischen Geosynklinalen (Meeresbecken) das variszische Gebirge formten².

¹ Z. B. bretonische Orogenphase an der Wende Devon/Karbon, sudetische Orogenphase im höheren Visé, asturische Phase im Westfal.
² Aus den variszischen Geosynklinalen (Meeresbecken) wurden z. B. Harz, Erzgebirge, Thüringer Wald, Vogesen, Schwarzwald, Rheinisches Schiefergebirge, als klassische variszische Gebirge herausgefal­tert.

Die variszische Orogenese war aber auch in unserem Raum, im Bereich der heutigen Alpen wirksam, wo ebenfalls variszische Gebirgszüge herausgefaltet wurden. Heute am augenscheinlichsten ist diese variszische Gebirgsbildung in den Karnischen Alpen erkennbar, in den übrigen Teilen der Alpen ist die variszische Gebirgsbildung sehr stark von der alpidischen Gebirgsbildung überprägt und daher schwer von dieser zu unterscheiden.

Pflanzenwelt (siehe Abb. 1–10)

Ein charakteristisches Merkmal des Karbons ist die gewaltige Entwicklung der Pflanzenwelt, gefördert durch äußerst günstige klimatische Verhältnisse während dieser Zeit. Diesem Pflanzenreichtum verdankt das Karbon auch seine reiche Steinkohlenführung.

Im Karbon entstanden die ersten großen Urwälder, vorwiegend repräsentiert durch die *Pteridophytae* (Gefäßsporenpflanzen, Farnpflanzen), die fast ausschließlich baumförmig auftraten. Dazu zählen die *Lycophytae* (Bärlappgewächse), *Filicales* (Farne) und *Articulatae* bzw. *Equisetales* (Schachtelhalmgewächse).

Neben den *Pteridophytae* existierten auch bereits *Gymnospermae* (Nacktsamer), vertreten durch die *Pteridospermae* (Farnsamer) und *Coniferopsidae* (Koniferen = Nadelhölzer und Cordaiten). Das heißt, bis auf die *Angiospermae* (bedecktsamige Blütenpflanzen), die erst

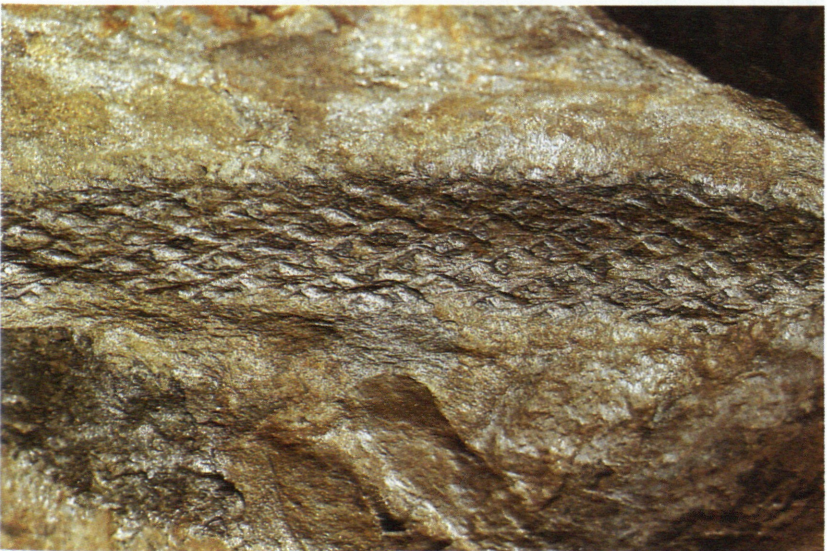


Abb. 1: *Lepidodendron aculeatum*. Zweig eines Schuppenbaumes aus den Auernigschichten, Rudnigsattel, Karnische Alpen.

in der Kreide auftraten, sind gegen Ende des Karbons bereits alle wichtigen Pflanzengruppen vorhanden.

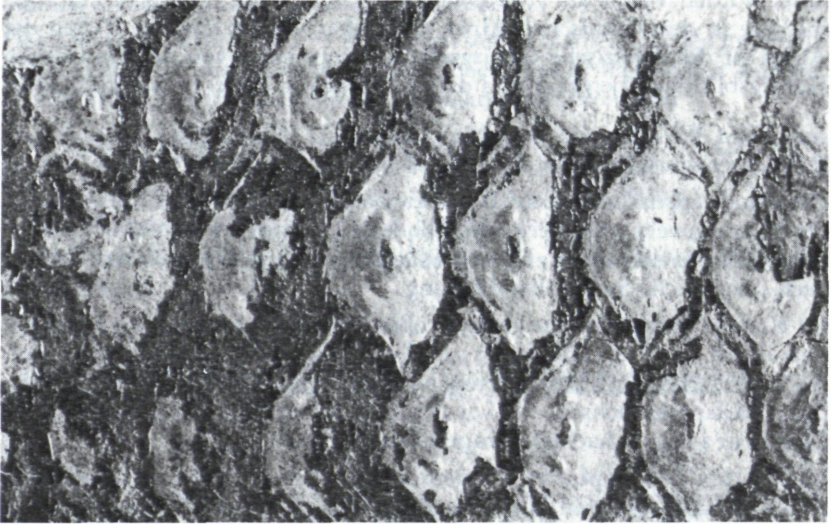


Abb. 2: *Sigillaria brardii*. Blattnarben eines Siegelbaumes. Auernigschichten, Krone, Karnische Alpen (FRITZ und BOERSMA, 1984, Carinthia II, Abb. 6, S. 151).



Abb. 3: *Annularia stellata*. Zweig mit zwei Blattwirteln eines baumförmigen Schachtelhalms. Auernigschichten, Krone, Karnische Alpen (FRITZ und BOERSMA, 1980, Carinthia II, Abb. 4, S. 225).

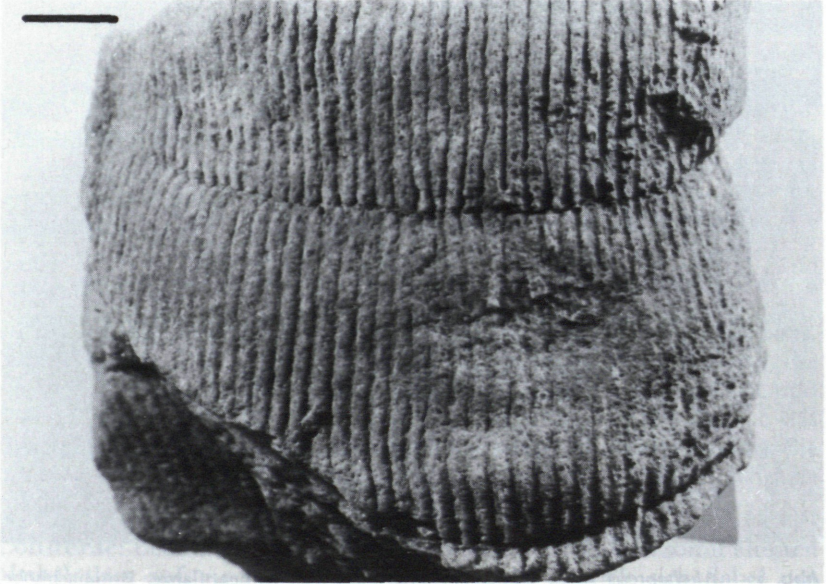


Abb. 4: *Calamites* sp. Steinkern eines baumförmigen Schachtelhalms. Auernischichten, Karnische Alpen, Sammlung HÖFER (FRITZ und BOERSMA, 1982, Carinthia II, Abb. 29, S. 133).

Lycophytae: Zu den auffallendsten Pflanzenfossilien im Karbon zählen die Stammabdrücke der Schuppenbäume oder Lepidophyten (Lepidodendren und Sigillarien, Abb. 1, 2). Der Name stammt vom schuppenartigen Muster der spiralförmig um Stamm und Zweige angeordneten rhombischen Blattpolster mit den Blattnarben. Die Stämme der Lepidodendren, die bis zu 30 m hoch wurden, trugen bis 1 m lange Blätter (= *Lepidophyllum*). Die unterirdischen Organe („Wurzeln“) nennt man Stigmarien. Zu den Lepidophyten zählen auch die den Lepidodendren ähnlichen Sigillarien (Siegelbäume), die noch höher wurden.

Articulatae, Equisetales: Die paläobotanisch bedeutsamsten Pflanzen dieser Gruppe sind die Calamiten (Abb. 4). Die Stämme wurden bis 30 m hoch und hatten bis 1 m Durchmesser. Der Sproß war durch Nodien (Knoten) und Internodien gegliedert (daher der Name „Schachtelhalme“). Die Beblätterung mancher Calamiten ist bekannt als *Annularia* (Abb. 3) oder *Asterophyllites*.

Eine eigene Ordnung der Articulatae bilden die Keilblättler (Sphenophyllales), die wichtige Leitfossilien im Karbon und Unterperm (Unterrotliegend) stellen. Es handelt sich um bis 1 m lange, dünne, längsgeriefte, gegliederte Stengel, die Wirtel an den Nodien bestanden aus keilförmigen Blättchen (daher „Keilblättler“).



Abb. 5: *Alethopteris serlii*. Fieder einer farnblättrigen Samenpflanze. Brunnachhöhe, Gurktaler Alpen.

Pteridophyllae: Die häufigsten permokarbonen Sproßpflanzen sind die Pteridophyllae, die mit zwei systematisch verschiedenen Gruppen bei ähnlicher Beblätterung vertreten sind: den echten Farnen (Filicales) und den Farnsamern (Pteridospermae). Die Farnsamer werden nach Bau und Fortpflanzung bereits den Nacktsamern (Gymnospermae) zugeordnet.

Die Pteridophyllae (farnlaubige Pflanzen) bereiteten und bereiten z. T. immer noch bei ihrer systematischen Einstufung große Schwierigkeiten. Zunächst gelang es zwar, an verschiedenen Blättern Sporangien nachzuweisen und diese somit bestimmten Farnen zuzuordnen. Bei vielen Blatttypen ist dieser Nachweis jedoch nicht gelungen. Daher vermutete man schon sehr früh, daß ein Teil der farnartigen Blätter nicht zu den Farnen gehört.

Erst 1904 gelang der Nachweis, daß ein farnartiges Blatt zu einem cycadeenartigen Stamm gehört, und daß diese Pflanze Samen trug. Und die somit neu entdeckte Pflanzengruppe wurde dann Pteridospermae (Farnsamer) genannt.

Um die Vielzahl der farnartigen Blätter trotzdem beschreiben zu können, hat BRONGNIART ein künstliches System für die Pteridophyllae aufgestellt.

Inzwischen ist es jedoch gelungen, viele Pteridophyllae in das natürliche System der Pflanzen einzuordnen, wobei sich gezeigt hat, daß manche farnartigen Blätter ganz den Farnsamern, andere dagegen den Farnen zuzuordnen sind. Trotzdem wird das von BRONGNIART aufgestellte künst-

liche System auch heute noch verwendet, vor allem für jene Pflanzengattungen, deren Zugehörigkeit nach wie vor nicht geklärt ist.

Die Pteridophyllae waren durch unterschiedlichen Wuchscharakter gekennzeichnet. Bei den Farnen gab es büschelige, kleinere Wuchsformen, baumförmige, mehrere m hohe Formen, schlingend wachsende Arten (Lianenfarnen) und Farne mit Kletterwuchs. Die Farnsamer wuchsen strauch- bis kleinbaumförmig.

Häufig auftretende Formen der Pteridophyten sind *Pecopteris*, *Neuropteris*, *Odontopteris*, *Alethopteris*, *Callipteridium* (Abb. 5–10) und *Glossopteris* auf der Südhalbkugel.

Die Pteridospermae waren nicht die einzigen Samenpflanzen des Karbons. Neben ihnen entwickelten sich die baumförmigen Cordaiten, die ebenfalls den Nacktsamern zuzuordnen sind. Die sehr artenreichen und weltweit verbreiteten Cordaiten wuchsen vom Oberen Namur bis in das Unterperm (Rotliegende) und starben dann ohne Nachkommen aus. Sie bildeten bis 30 m hohe Bäume, deren Krone bis 1 m lange, schmale Blätter trug.

Coniferae: Bereits im obersten Stefan treten die ersten und somit ältesten Nadelhölzer auf, und zwar die Walchien. Es handelt sich dabei um mittelgroße Holzbäume. In großer Spezieszahl findet man Koniferen jedoch erst im Perm.



Abb. 6: *Odontopteris brardii*. Fiederfragmente einer farnblättrigen Samenpflanze. Auenigschichten, Treßdorfer Alm, Karnische Alpen (FRITZ und BOERSMA, 1986, Carinthia II, Abb. 5, S. 129).

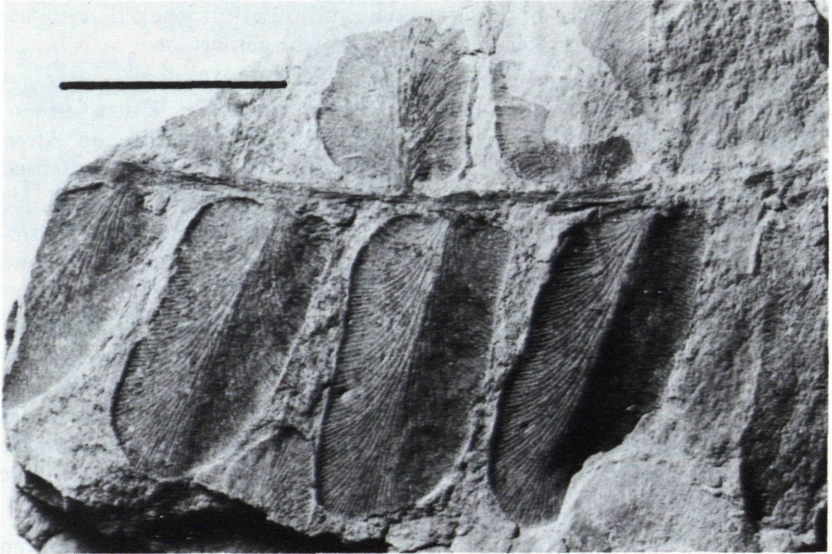


Abb. 7: *Neuropteris ovata*. Fiederbruchstück einer farnblättrigen Samenpflanze. Auernigsschichten, Ofenalm, Karnische Alpen (FRITZ und BOERSMA, 1984, Carinthia II, Abb. 12, S. 17).



Abb. 8: *Pecopteris arborescens*. Wedelfragmente eines Baumfarns. Auernigsschichten, Hüttengraben, Karnische Alpen.



Abb. 9: *Pecopteris feminaeformis*. Wedelbruchstück eines Farns. Königstuhl-Nordwand, Nockgebiet (FRITZ und BOERSMA, 1984, Carinthia II, Abb. 15, S. 278).



Abb. 10: *Callipteridium pteridium*. Wedelbruchstück einer farnlaubigen Samenpflanze. Auernigschichten, Rudnigsattel, Karnische Alpen (FRITZ und BOERSMA, 1983, Carinthia II, Abb. 25, S. 333).

Von den genannten Pflanzengruppen sind im Kärntner Karbon nur die Lycopodiatae mit den Lepidodendraceae (Schuppenbaumgewächse) und Sigillariaceae (Siegelbaumgewächse), die Equisetales mit den Calamitaceae (= Calamariaceae, baumförmige Schachtelhalme) und Sphenophyllales (Keilblattgewächse), die Filicales (meist Baumfarne) und die Spermatophyta mit den Pteridospermae (farnblättrige Samenpflanzen) und den Coniferae (Nadelbäume) von Bedeutung.

Die Pflanzenwelt hat sich vom Unterkarbon bis zum Unterperm ständig verändert. Gleichzeitig sind in den verschiedenen Gegenden unter den verschiedenen Umweltbedingungen natürlich unterschiedliche Pflanzenassoziationen gewachsen. Denn die Entwicklung der Pflanzenwelt im Karbon und Perm stand in engem Zusammenhang mit der Klimageschichte während dieser Zeit.

Beispielsweise ist der Übergang vom Oberkarbon zum Unterperm gleitend und geht einher mit einer allmählichen Klimaänderung von humid zu arid.

Im Karbon und Unterperm können auch erstmals sichere pflanzengeographische Unterschiede festgestellt werden. So werden auf der Nordhalbkugel im Karbon die Angara-Florenprovinz (ganz im Norden) und die Eurameria-Cathaysia-Florenprovinz³, auf der Südhalbkugel die Gondwana-Glossopteris-Florenprovinz unterschieden. Die Gondwana-Glossopteris-Florenprovinz ist charakterisiert durch den Farnsamer *Glossopteris*, ein Zeuge kühlen Klimas; auf der Südhalbkugel existierten im Permokarbon ausgedehnte Vereisungen!

Tierwelt (einzelne Tiergruppen werden am Ende dieses Kapitels kurz erklärt).

In der Tierwelt kann das Karbon als Übergangszeit von der paläozoischen zur mesozoischen Fauna bezeichnet werden.

Einige Gruppen wie z. B. tabulate „Korallen“ (heute z. T. zu den Kalkschwämmen gerechnet), Muscheln und Fische zeigen eine rückläufige Entwicklung, bestimmte Gruppen wie Graptolithen oder Panzerfische sterben im Karbon ganz aus.

Einen gewaltigen Aufschwung erleben dagegen Ammoniten, Brachiopoden, rugose Korallen, Foraminiferen, landbewohnende Arthropoden und Amphibien. Wichtige Leitfossilien bilden auch Conodonten und Radiolarien.

Ausgezeichnete Leitfossilien stellen u. a. die Ammoniten. So wird z. B. das Unterkarbon (Dinant) in drei Ammonitenstufen, das Namur in vier Ammonitenstufen gegliedert.

³ Europäisch-amerikanische und chinesische Florenprovinz, Cathaysia = alter Name für China.

Erstmals erscheinen im Unterkarbon **Großforaminiferen**, die dann im Oberkarbon und Perm z. T. gesteinsbildend auftreten (Fusulinenkalk, Pseudoschwagerinenkalk).

Rugose⁴ Korallen (Tetrakorallen) spielen in der kalkigen Flachwasserafazies teilweise eine wichtige stratigraphische Rolle.

Bei den **Brachiopoden** herrschen die Productiden vor, die durch ihre enorme Größe charakterisiert sind. Daneben sind z. T. auch **Gastropoden** häufig, beispielsweise erreichen die Bellerophoniten im Karbon ihren Höhepunkt.

Im kontinentalen Oberkarbon sind neben **Landschnecken** die ersten **Süßwasserschnecken** und auch **Süßwassermuscheln** von stratigraphischer Bedeutung.

Trilobiten werden im Karbon seltener und besitzen keinen besonderen stratigraphischen Leitwert mehr.

Die auf dem Land lebenden **Arthropoden** entfalten sich weit intensiver als die marinen Gruppen. Das warme und feuchte Klima in den riesigen Urwäldern war eine optimale Voraussetzung für eine sprunghafte Entwicklung der Gliederfüßer, die im Karbon einen Höhepunkt erlebten. So existierten am Ende des Karbons über 1300 Arten von Insekten.

An die Stelle der Panzerfische, die im Karbon aussterben, treten **Knorpelfische** und **Knochenfische**.

Mit der Entfaltung der Pflanzenwelt war auch ein starker Aufschwung der **Amphibien** verbunden, die im Karbon ebenfalls beste Lebensbedingungen vorfanden.

Algen: Niedrigste Pflanzen, ohne Gliederung in Wurzel, Stengel, Stiel und Blätter, zählen zu den Thallophyten. Fossil nur erhaltungsfähig, wenn sie zum Aufbau ihres Körpergerüsts mineralische Substanzen, z. B. Kalk ausscheiden. Vorkommen: Präkambrium bis rezent.

Pteridophyta (Gefäßsporenpflanzen): Im allgemeinen rein grüne Landpflanzen mit in Wurzel, Stamm und Blätter gegliedertem Vegetationskörper. Dazu zählen die Psilophytatae (Nacktpflanzen), *Lycopodiatae* (Bärlappgewächse), *Equisetatae* (Schachtelhalmgewächse) und *Filicatae* (Farngewächse). Fossil seit dem Obersilur.

Spermatophyta (Samenpflanzen): Cycadophytina (palmfarnartige Samenpflanzen), Coniferophytina (abel-, band- und nadelblättrige Nacktsamenpflanzen), Magnoliophytina (Bedecktsamer).

Foraminiferen (Lochträger, Kammerlinge): Einzellige Tiere (Protozoa), Unterklasse der Wurzelfüßer (Rhizopoda). Überwiegend marin lebende Organismen mit ein- oder mehrkammerigen, kompliziert gebautem Gehäuse (0,05–150 mm groß). Je nach Größe Unterscheidung in Klein- und Großforaminiferen. Wichtige Leitfossilien. Vorkommen: Kambrium bis rezent.

Radiolarien (Strahlentierchen): Marine, einzellige, planktisch lebende Tiere (Protozoa). Die meisten Radiolarien bilden ein Skelett aus amorpher Kieselsäure (bis 4 mm groß). Wichtige Leitfossilien. Vorkommen: Kambrium bis rezent.

Korallen (Anthozoen, Blumentiere): Klasse der Cnidaria (Nesseltiere). Sessile, ausschließlich marine Organismen, die nur Polypen ausbilden (kein Medusenstadium). Polypen

⁴ Rugos heißt: mit runzeliger äußerer Skelettwandung.

kommen als Einzelformen (solitär) oder koloniebildend vor (Korallenriffe). Einige Polypen scheiden ein kalkiges Skelett ab (fossil erhaltungsfähig).

Gastropoden (Schnecken): Klasse der Weichtiere (Mollusken). Tiere mit Kopf, Eingeweidesack, Mantel (z. T. kalkiges Gehäuse ausscheidend) und breitem Kriechfuß. Vorkommen: Kambrium bis rezent.

Lamellibranchiaten (Bivalven, Pelecypoden; Muscheln): Klasse der Weichtiere. Aquatisch lebende Tiere ohne deutlich abgesetzten Kopf, ohne Kiefer und Radula (Reibplatte in der Mundhöhle), mit Fuß und zweilappigem Mantel sowie zweiklappigem Gehäuse aus Kalk. Vorkommen: Kambrium bis rezent.

Ammoniten (Ammonoideen und untergeordnet Nautiloideen): In der Oberkreide ausgestorbene Klasse der Kopffüßer (Cephalopoden), Tiere mit eingerolltem äußeren Gehäuse und teilweise verkalktem Kieferapparat (Aptychus).

Arthropoden (Gliederfüßer): Stamm der wirbellosen Tiere, Körper in ungleichartige Segmente gegliedert und mit chitinigem Außenskelett. Wichtigste Klasse der Arthropoden sind die Insekten. Vorkommen: seit dem Kambrium.

Trilobiten (Dreilappkrebse): Im Perm ausgestorbene Klasse der Gliederfüßer. Marin lebende Tiere mit dreigeteiltem Körper: Kopfschild, Rumpf, Schwanzschild. Wichtige Leitfossilien vom Kambrium bis in das Devon.

Ostrakoden (Muschelkrebse): Klasse der Krebstiere (Crustaceen). Überwiegend marine, sehr kleine (meist < 5 mm) Tiere, deren Körper von zwei ungleich großen Klappen, meist verkalkt, umschlossen wird. Wichtige Leitfossilien. Vorkommen: Kambrium bis rezent.

Bryozoen (Moostierchen): Kleine, überwiegend marine, koloniebildende Tiere mit meist kalkigem Skelett.

Brachiopoden (Armfüßer): marine, bilateral-symmetrisch gebaute, muschelähnliche, schalentragende Organismen. Die zwei unterschiedlich ausgebildeten Klappen heißen Stielklappe und Armklappe. Die meisten Brachiopoden sind mittels eines fleischigen Stiels am Untergrund befestigt. Zur Nahrungsaufnahme dienen zwei Arme. Wichtige Leitfossilien im Paläozoikum. Vorkommen: Kambrium bis rezent.

Crinoiden (Seelilien): Klasse der Stachelhäuter (Echinodermaten). Marin lebende Tiere mit fünfstrahliger Symmetrie des Körpers, der aus Kelch, Armen und gegliedertem Stiel besteht. Am Meeresboden mit Stiel festgewachsen, selten freischwimmend. Vorkommen: Ordovizium bis rezent, Blütezeit im Paläozoikum.

Amphibien (Lurche): Klasse der Wirbeltiere. Im Wasser und auf dem Land lebende Tetrapoden (Vierfüßer), deren Larvenstadium sich im Süßwasser abspielt. Vorkommen: seit dem Oberdevon.

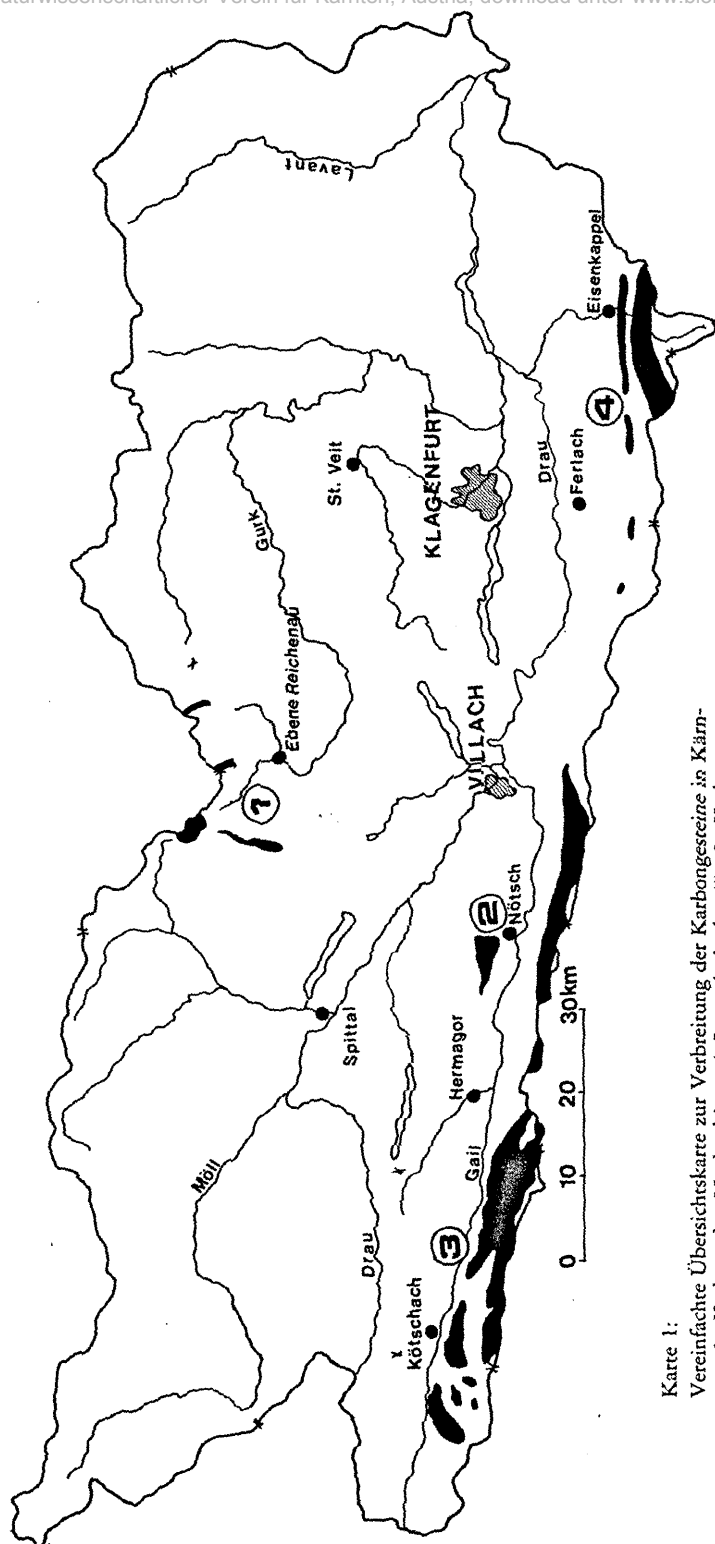
Conodonten: Zahnähnliche, aus Calciumphosphat bestehende Mikrofossilien unsicherer systematischer Stellung. Sehr wichtige Leitfossilien. Vorkommen: Kambrium bis Ende Trias.

Lebensspuren (Spurenfossilien): Im weichen Sediment durch Tätigkeit lebender Organismen entstandene, fossil erhaltene Strukturen. Man unterscheidet Wohnbauten, Fraßspuren, Weidespuren, Ruhespuren, Kriechspuren.

DAS KARBON IM NOCKGEBIET („STANGALM-KARBON“)

Dieses Karbonvorkommen liegt im Dreiländereck Kärnten–Steiermark–Salzburg. Der Großteil dieses Vorkommens befindet sich auf steirischem Gebiet, nur ein relativ kleiner Teil reicht auf Kärntner Gebiet, vor allem Königstuhl, Karlnock und Stangnock (im Nationalpark Nockberge) werden von Karbongesteinen aufgebaut.

Ein kleineres Karbonvorkommen liegt noch auf der Brunnachhöhe WNW



Karte 1:
Vereinfachte Übersichtskarte zur Verbreitung der Karbongesteine in Kärnten. 1: Karbon des Nockgebietes („Stangalmkarbon“), 2: Karbon von Nötsch, 3: Karbon der Karnischen Alpen (Hochwipfelschichten und Auenwipfelschichten), 4: Karbon der Karawanken (Hochwipfelschichten und Auenwipfelschichten).

St. Oswald, auf der Turracher Höhe und auf der Flattnitz reichen die Karbonvorkommen ebenfalls in schmalen Zügen auf Kärntner Boden herüber.

Geologisch bzw. tektonisch betrachtet liegt das „Stangalm-Karbon“ am Nordwestrand der oberostalpinen Gurktaler Decke und ist ein Bestandteil derselben. Auf den komplizierten tektonischen Bau soll hier nicht näher eingegangen werden, eine kurze Übersicht findet der Leser in einer eigenen Arbeit (KRAINER, 1988).

Gesteinsabfolge: Das „Stangalm-Karbon“ (Stangnock-Formation) setzt sich aus über 400 m mächtigen Sedimenten zusammen. Hauptsächlich sind es Konglomerate (verfestigte Schotter), untergeordnet Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer. Die Sedimente entstanden in einem durch Bruchtektonik im Anschluß an die variszische Orogenese grabenbruchartig eingesenkten Becken mit ungefähr Ost-West-Erstreckung.

Die Konglomerate sind an der Basis (nur an wenigen Stellen aufgeschlossen) sehr grobkörnig, mit mehreren dm-großen Geröllen, die Zusammensetzung der Basalkonglomerate ist polymikt, d. h. sie bestehen aus verschiedenen Gerölltypen, wobei Gneisgerölle überwiegen.

Nach einigen Zehnermetern geht das Basalkonglomerat in eine mächtige Abfolge aus monomikten, nicht mehr so grobkörnigen Konglomeraten über. Monomikt bedeutet, daß das Konglomerat im wesentlichen aus nur einem bestimmten Gerölltyp zusammengesetzt ist, in diesem Fall aus Quarzgeröllen.

Eingeschaltet in diese quarzreichen Konglomerate sind bis zu mehrere Meter mächtige Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer. Vereinzelt sind dünne (cm bis einige dm) Anthrazitkohleflöze am Top der Tonschiefer ausgebildet. Innerhalb der Tonschiefer sind vielerorts meist vorzüglich erhaltene Pflanzenabdrücke zu finden.

Im obersten Profilabschnitt wird das Geröllspektrum der Konglomerate und Sandsteine wieder etwas bunter, wie dies beispielsweise am Karlnock und Stangnock schön zu beobachten ist. Neben Quarz finden sich vor allem schwarze Kieselschiefergerölle (Lydite) und Phyllitgerölle, die aus dem Altpaläozoikum der Gurktaler Decke stammen. Einen Ausschnitt aus der Sedimentabfolge mit charakteristischen Sedimentstrukturen zeigt Abb. 11.

Überlagert wird das Karbon von roten, unterpermischen Sedimenten, den „Werchzirmschichten“, die jedoch nur mehr an wenigen Stellen in kleinen Resten aufgeschlossen sind, z. B. unmittelbar NE des Karlnocks. Der Großteil der über dem Karbon folgenden Schichten (Perm, Trias) ist durch die Heraushebung im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung bereits der Erosion zum Opfer gefallen.

Die Karbonsedimente sind durchwegs grau gefärbt, was auf Ablagerung unter feuchten (humiden) Klimaverhältnissen zurückzuführen ist. Dage-

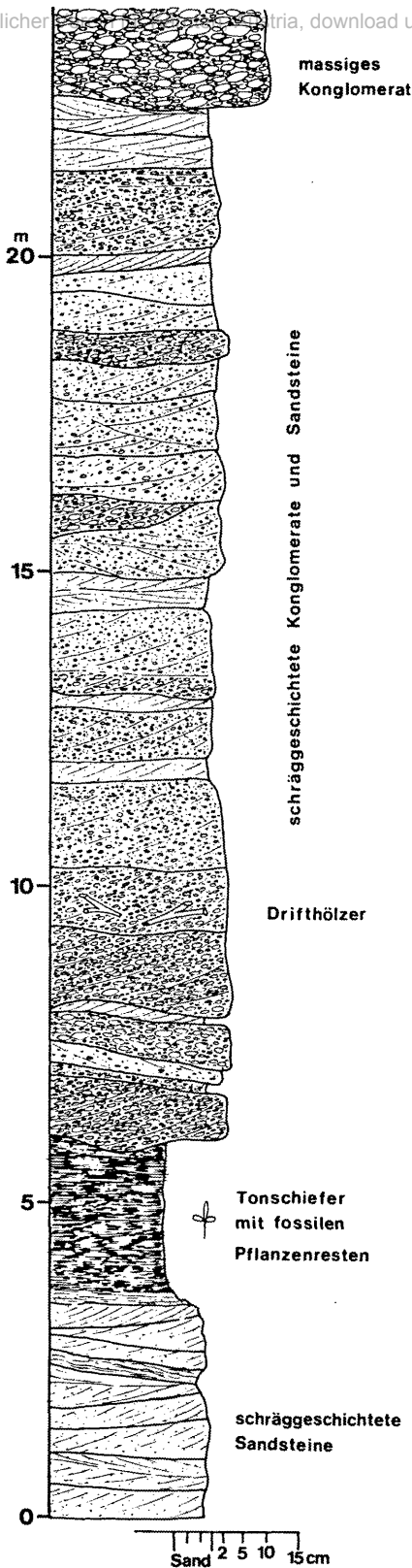


Abb. 11:
Profilausschnitt mit
charakteristischen Se-
dimenttypen und Se-
dimentstrukturen im
Oberkarbon des
Nockgebietes
(„Stangnock-Forma-
tion“), aufgenommen
in der Nordwand des
Königstuhls.

gen weist die Rotfärbung der darüberliegenden Unterpermsedimente bereits auf trockenes, semiarides Klima.

Aus den Sedimentstrukturen, die in den Karbonsedimenten oft sehr schön zu erkennen sind, läßt sich der Transport- und Ablagerungsmechanismus relativ gut rekonstruieren. Die verschiedenen Sedimentstrukturen, in erster Linie handelt es sich um verschiedene Typen von Schrägschichtung (Abb. 12, 13) und Rinnenfüllungen, weisen eindeutig auf fluviatile Entstehung hin. Horizontal- und schräggeschichtete Konglomerate und Sandsteine entstanden dabei im Bereich eines Flußbettes, teilweise als Kies- und Sandbarren, teilweise als Rinnenfüllungen.

Während die nur aus Konglomeraten bestehenden Abfolgen vermutlich in einem verzweigten Flußsystem sedimentiert wurden, gelangten die stärker sandigen Sedimente in einem zumindest teilweise mäandrierenden Flußsystem zur Ablagerung, was aus bestimmten Sedimentstrukturen und Sedimentationssequenzen eindeutig hervorgeht. Schrägschichtungsmessungen haben ergeben, daß das Flußsystem ungefähr nach Osten gerichtet war, in diese Richtung entwässert hat.

Bei den bis zu mehrere Meter mächtigen und teilweise über 100 m lateral verfolgbar Tonschieferhorizonten handelt es sich um sogenannte Überflutungssedimente, die während einer Hochwasserführung im Überschwemmungsbereich abseits der Hauptgerinne abgelagert wurden, besonders beim Nachlassen des Hochwassers. Teilweise handelt es sich bei den Tonschiefern auch um aufgefüllte Totarme der Flüsse, vor allem dann, wenn sie von einem Anthrazitflöz überlagert werden.

Stigmarienhorizonte an der Basis einiger Flöze weisen auf eine autochthone Sumpf- bzw. Moorvegetation hin, die sich unter den günstigen klimatischen Bedingungen, einem warmen, niederschlagsreichen, subtropischen-tropischen Klima, am Rande der Gerinne und besonders in Totarmen, ähnlich den heutigen Auwäldern, entwickelt hat.

Aus den abgestorbenen Pflanzenresten entstanden dann Torflagen, die im Laufe der Jahrmmillionen durch „Inkohlungsprozesse“ zu nicht bauwürdiger Anthrazitkohle umgewandelt wurden.

Die Tonschieferhorizonte führen fast durchwegs fossile Pflanzenreste, die meistens zusammengeschwemmt wurden. Aber auch in Sandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten findet man dm- bis m-große Pflanzenreste („Drifthölzer“), vor allem Calamiten-Stammreste in Form von Steinkernen, z. T. auch als Abdrücke.

An fossilen Pflanzenresten sind u. a. Siegelbäume, Schuppenbäume, Schachtelhalmgewächse und farnartige Pflanzenreste zu nennen, insgesamt sind bisher mehr als 50 Arten beschrieben worden. Die bisher bekannte fossile Flora läßt eine zeitliche Einstufung des Karbonvorkommens in das oberste Karbon (? oberes Westfal – Stefan) zu, die allerersten Profilschnitte reichen zeitlich vielleicht sogar noch in das allerunterste Perm hinein.



Abb. 12: Schräggeschichtete fluviatile Konglomerate und Sandsteine von der Nordseite des Stangnock.



Abb. 13: Schräggeschichtete Sandsteine, überlagert von leicht polymikten Konglomeraten, Ostseite des Stangnock.

Eine ähnliche Pflanzenfossilvergesellschaftung ist auch aus den oberkarbonen Auernigsschichten der Karnischen Alpen bekannt.

Die in den basalen Werchzirmschichten im Mittel- und Ostkärntner Raum, wie Ulrichsberg, Christophberg, St. Pauler Berge, und in den basalen Laaser Schichten des Drauzuges nördlich Kötschach enthaltenen fossilen Pflanzenreste, die ursprünglich ebenfalls in das Oberkarbon eingestuft wurden, sind nach neuesten Untersuchungen in das unterste Perm zu stellen.

Abschließend seien einige häufig auftretende fossile Pflanzenreste angeführt:

Lepidodendron (Abb. 1),
Calamites (Abb. 4),
Syringodendron,
Annularia stellata (Abb. 3),
Sphenophyllum fimbriatum,
Asterophyllites equisetiformis,
Alethopteris bohemica (Abb. 5),

Linopteris neuropteroides,
Neuropteris cordata,
Cyperites bicarinatus,
Sigillaria brardii (Abb. 2),
 verschiedene *Pecopteris*-Arten (*P. polymorpha*, *P. arborescens*, *P. hemitelioides*,
P. feminaeformis, siehe Abb. 8, 9).

Weiterführende Literatur (Auswahl): FRITZ & BOERSMA (1983, 1984a), von GÖSEN et al. (1985 – mit geol. Übersichtskarte der Gurktaler Alpen), JONGMANS (1938), KRAINER (1989), LIEGLER (1970), SCHWINNER (1938), TENCHOV (1978a, 1978b, 1980), TOLLMANN (1977).

DAS KARBON VON NÖTSCH

Dieses Karbonvorkommen liegt am Südrand des Drauzuges (östliche Gailtaler Alpen), zwischen dem Nötschgraben und der Ortschaft Pölland. Es hat eine maximale Ost-West-Erstreckung von 9 km und eine maximale Nord-Süd-Erstreckung (im Bereich Nötschgraben–Badstube) von ca. 3 km.

Das Nötscher Karbon ist allseits tektonisch begrenzt, im N von Permtrias-Gesteinen des Drauzuges, im Osten von der Permtrias des Dobratsch-Massivs, das vermutlich auf das Karbon aufgeschoben ist, und im Süden vom Nötscher Granitzug und dem Gailtalkristallin. Nach Westen wird das Nötscher Karbon zunehmend dünner und keilt schließlich tektonisch aus.

Besonders die in den Tonschiefern teilweise reichlich enthaltenen Fossilien haben schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen und dieses Karbonvorkommen berühmt gemacht.

Die bisherigen Untersuchungen beschränkten sich in erster Linie auf die fossile Tierwelt, während über den geologischen Bau, vor allem aber über die Entstehung der Karbonablagerungen teilweise noch große Unklarheit herrscht.

Auch über die Gliederung in einzelne Formationen gibt es verschiedene Ansichten, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll. Wir wollen

uns mit einer einfachen Gliederung nach der faziellen Entwicklung der Gesteine begnügen. Grob lassen sich drei Faziesbereiche auseinanderhalten (siehe Abb. 14):

- a) Wechsellagerung von Konglomeraten, Sandsteinen und Siltsteinen-Tonschiefern (häufig zyklisch), fossilarm, vereinzelt Spurenfossilien in siltig-tonigen Sedimenten, selten eingeschwemmte fossile Pflanzenreste.
- b) Amphibolitbreccie, z. T. fossilführend.
- c) Fossilführende, mächtige Tonschiefer.

Nach den bisherigen Erkenntnissen handelt es sich beim Karbon von Nötsch um eine heute mehr oder weniger verkehrt liegende Gesteinsabfolge mit den ältesten Gesteinen im Norden (Erlachgraben) und Westen (Pölland) in Form einer Abfolge von Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen und Tonschiefern, die nach Süden in mächtigere, fossilführende Siltsteine-Tonschiefer (z. B. entlang der Straße nach Hermsberg) übergehen, überlagert von einer Amphibolitbreccie („Badstubbrecie“). In diese Breccie eingeschaltet ist ebenfalls ein geringmächtiger, fossilführender Tonschieferhorizont.

Die Breccie wird nach oben (nach Süden) zunehmend feinkörniger und geht schließlich wiederum in fossilführende Tonschiefer über die z. B. nordwestlich Oberhöher an Forstwegen aufgeschlossen sind.

Ganz im Süden, an der Grenze zum Nötscher Granitzug, im Nötschgraben aufgeschlossen, folgen geringmächtige Konglomerate und Sandsteine in ähnlicher Ausbildung wie ganz im Norden (möglicherweise tektonisch eingeschuppt). Siehe dazu Abb. 14.

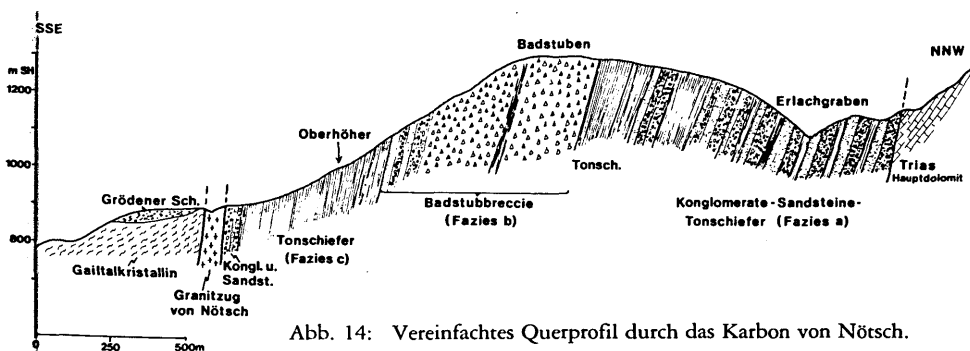


Abb. 14: Vereinfachtes Querprofil durch das Karbon von Nötsch.

Faziesbereich a)

Die tiefste (nördlichste) Abfolge besteht aus polymikten Konglomeraten (Abb. 15), quarzreichen Feinkonglomeraten, unreifen, d. h. schlecht sortierten und schlecht gerundeten Sandsteinen mit einem hohen Anteil an toniger Grundmasse und instabilen Komponenten, v. a. Feldspäten und



Abb. 15: Polymiktes Konglomerat (Fazies a) aus cm-großen Quarz- und Kristallingerölen. Forstweg SE Windische Höhe.

Gesteinsbruchstücken („Grauwacken“, Abb. 16), Siltsteinen⁵ und Ton-schiefern, die häufig Kleinzyklen aufbauen.

Die Konglomerate und Sandsteine sind häufig gradiert, d. h. die Korngröße nimmt innerhalb einer Schicht allmählich von unten nach oben ab, zeigen jedoch sonst keinerlei Sedimentstrukturen, vor allem fehlen Schrägschichtungs- und andere Sedimentstrukturen, wie sie im fluviatilen oder flachmarinen Bereich typisch sind. Auf Schichtflächen feinkörnigerer Sedimente findet man vereinzelt Strömungsmarken und vor allem Spuren-fossilien, die auf Ablagerung in tieferem Wasser hindeuten. Auch die gradierten Konglomerate und Sandsteine, die als Turbidite⁶ gedeutet werden, weisen ebenfalls auf Ablagerung im tieferen Meer, d. h. unterhalb der Wellenbasis (tiefer als ca. 50 m) hin. Innerhalb der feinkörnigen Sedimente sind mitunter schlecht erhaltene Pflanzenreste eingeschwemmt, mit denen man eine zeitliche Einstufung in das Namur (Erlachgraben)

⁵ Klastisches Gestein mit Korngrößen von 0,063–0,004 mm.

⁶ Durch Trübeströme entstanden, die in tiefere Meeresbereiche abgegangen sind.

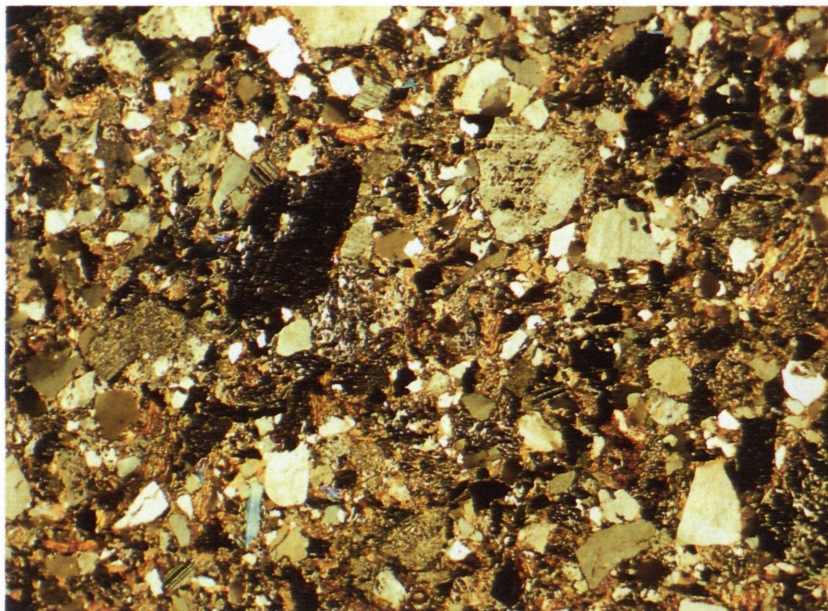


Abb. 16: Dünnschliffaufnahme eines schlecht gerundeten, schlecht sortierten, unreifen Sandsteines (Grauwacke) aus dem Erlachgraben, bestehend aus Quarz, detritischen Feldspäten, diversen Gesteinsbruchstücken und feinkörniger Grundmasse. + Nicols, Bildausschnitt ca. 9×6 mm.

bzw. höhere Westfal (Pölland) versucht hat. Allerdings sind diese Bestimmungen an den sehr schlecht erhaltenen Pflanzenresten stark anzuzweifeln. Diese Abfolge wird von mindestens 100 m mächtigen, im höheren Bereich teilweise stark fossilführenden Tonschiefern überlagert (siehe Faziesbereich c), die in das höhere Visé eingestuft werden.

Faziesbereich b)

Über diesen teilweise stark fossilführenden Tonschiefern liegt dann das wohl interessanteste Gestein des Nötscher Karbons, die sog. „Badstubbreccie“, ein äußerst hartes Gestein, das im Jakomini-Steinbruch im Nötschgraben abgebaut und als „Diabassplitt“ verkauft wird.

Hinsichtlich seiner Entstehung wurde dieses Gestein bisher unterschiedlichst gedeutet: als Diabas, sedimentäre Breccie, vulkanische Breccie, mylonitisch-tektonische Breccie und als metamorph überprägte Ozeanbodenbasalte.

Die Breccie besteht aus bis zu gut 80% Amphibolitgeröllen (Abb. 17), wobei unter dem Mikroskop mehrere Typen von Amphibolitgeröllen unterschieden werden können: sehr feinkörnige Amphibolite (ursprüng-



Abb. 17: Badstubbrecie (Amphibolitbreccie, Facies b), bestehend aus eckigen, cm-großen Geröllen, hpts. Amphibolitgerölle. Forstweg N Oberhöher.

lich vermutlich Tuffe), gröberkristalline Amphibolite mit und ohne Epidot und stark geschieferte Amphibolite.

Untergeordnet finden sich Gneis-, Granit-, Glimmerschiefer-, Quarzit- und Karbonatgerölle. Die Gerölle, meist < 15 cm groß und meist kantengerundet, im höheren Teil der „Breccie“ auch gut gerundet (sollte dann als Konglomerat bezeichnet werden), sind in eine siltig-sandige Grundmasse, bestehend aus hauptsächlich Hornblende und Feldspat (Plagioklas), sowie Quarz, Epidot und Granat eingebettet.

Innerhalb der Breccie sind deutlich sedimentäre Strukturen wie Schichtung⁷ und Gradierung zu erkennen, im höheren Abschnitt sind auch Fossilien wie Brachiopoden, Crinoiden und Pflanzenreste eingeschwemmt, an einer Stelle ist sogar eine Brachiopodenschill-Lage eingeschaltet. Dies sind eindeutig Belege für eine sedimentäre Entstehung der Badstubbrecie, wobei die Fossilien und Sedimentgefüge eine Ablagerung im marinen Bereich, in Form von submarinen Schuttströmen und Turbiditen wahrscheinlich machen.

⁷ Schichtung entsteht durch Änderungen in den Sedimentationsbedingungen, z. B. Änderung in der Strömungsgeschwindigkeit oder in der Materialzusammensetzung.

Aus Karbonatgeröllen der Breccie sind Conodonten des oberen Visé beschrieben worden, womit die Breccie jünger sein muß, also frühestens im obersten Visé entstanden sein kann.

Die Breccie wird nach oben zunehmend feinkörniger, mit häufig zwischengeschalteten Sandsteinen, die Gerölle sind zunehmend besser gerundet, und geht schließlich in z. T. sehr fossilreiche Tonschiefer (z. B. NW Oberhöher) über.

Faziesbereich c)

Die Tonschiefer, die im tieferen Teil selten Feinkonglomerate und Sandsteine eingeschaltet haben, werden bis über 100 m mächtig und sind grünlich-grau gefärbt, häufig siltig.

Die meisten Fossilfundstellen liegen im tieferen Teil der Tonschiefer, unmittelbar im Hangenden der Badstubbrecie (Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Trilobiten, Crinoiden u. a.).

Neu aufgefundene Trilobitenreste sprechen für eine Einstufung in das obere Visé, früher wurde auch jüngerer Alter (Namur, Westfal) in Erwägung gezogen.

Bei den Tonschiefern (Abb. 18) handelt es sich auf Grund des Fossilinhaltes sicher um marine Ablagerungen, wobei die meisten Fossilien Anzeiger für flacheres Wasser sind, also im flachen Wasser gelebt haben. Dies



Abb. 18: Fossilreiche Tonschiefer (Fazies c) mit Crinoiden-, Brachiopoden- und anderen Fossilresten. Forstweg NW Oberhöher.

schließt jedoch nicht aus, daß die Hartteile nach dem Absterben der Organismen durch Strömungen in tiefere Ablagerungsräume transportiert wurden. Die ziemlich strukturlosen Tonschiefer zeigen zumindest keinerlei Hinweise für Ablagerung in flachem Wasser.

Ganz an der südlichen Grenze des Karbonvorkommens folgen im Nötschgraben über den zuletzt besprochenen Tonschiefern rund 40 m mächtige Konglomerate und Sandsteine mit ähnlicher Zusammensetzung und mit ähnlichen Strukturen wie im Erlachgraben oder im Raum Pölland (an der Straße zur Windischen Höhe), so daß es sich hier möglicherweise um tektonisch eingeschuppte Sedimente handelt. Verschiedentlich wurden in feinkörnigen Lagen schlecht erhaltene fossile Pflanzenreste gefunden.

FOSSILFÜHRUNG

Von den verschiedenen Fundpunkten (Lerchgraben, Hermsberg-Straßenprofil, Nötschgraben, Umgebung Oberhöher) sind zahlreiche Fossilien bekanntgeworden (siehe Abb. 19–21):

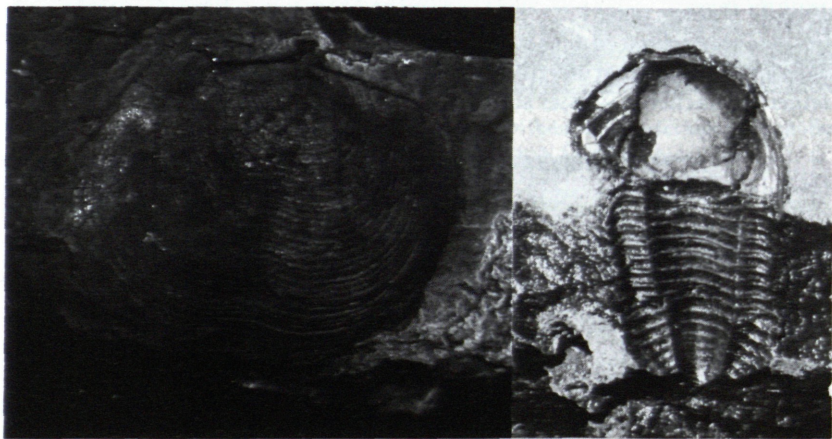


Abb. 19 (links):
Brachiopode aus Tonschiefern NW Oberhöhern (Bildbreite 7 cm).

Abb. 20 (rechts):
Trilobit (*Cummingella austriaca*) aus Tonschiefern NW Oberhöher (HAHN & HAHN 1987, Jb. Geol. B.-A. 129, Tafel 2, Abb. 1, ca. 6.7fach vergr.).

Fauna:

Brachiopoden (v. a. *Gigantoproductus*, *Spirifer*, *Isogramma* u. v. a.)

Lamellibranchiaten (Muscheln, z. B. *Limipecten*, *Pernopecten*, *Solemya*, *Edmondia*, *Lima* u. a.)

Gastropoden (Schnecken, z. B. *Loxonema*)



Abb. 21: Dünnschliffaufnahme eines stark tonigen Algenkalkes. Neben Algen (rundlich) sind auch Schalenreste (hauptsächlich von Brachiopoden), Foraminiferen und andere Fossilreste enthalten. Probe stammt aus Aufschlüssen entlang der Straße nach Hermsberg.

Trilobiten-Panzerreste (*Cummingella*, *Bollandia*, *Phillipsia*)

Ammoniten (Goniatiten)

Rugose Korallen (Einzelkorallen, z. B. *Paläosmilia*, *Caminia*, *Axophyllum*)

Crinoiden-Stielglieder (Seelilien)

Bryozoen der Gattung *Fenestella*

Algen (*Girvanella*)

Foraminiferen (Kleinforminiferen, z. B. *Tetrataxis*, *Endothyranella* und Großforaminiferen)

Flora:

Die fossilen Pflanzenreste sind schlecht erhalten und artlich kaum bestimmbar. Meist handelt es sich um größere Stammreste. Bekannt sind fossile Pflanzenreste aus Aufschlüssen im Nötschgraben, Erlachgraben, NW Oberhöher und entlang der Straße zur Windischen Höhe.

Spurenfossilien sind ebenfalls bekannt, vor allem vom Profil entlang der Straße zur Windischen Höhe, selten auch aus dem Erlachgraben. Die Spurenfossilvergesellschaftung (*Nereites*, *Lophoctenium*, *Dictyodora liebeana*) weist auf Ablagerung der Sedimente in tieferem Wasser.

Zusammenfassend ergibt sich für das Karbon von Nötsch folgendes

Bild: Die Sedimente sind alle im marinen Bereich abgelagert worden, zumindest der Großteil der Sedimente in tieferen Meeresbereichen.

Auf Grund der Zusammensetzung der Sedimente, polymikte Breccien und Konglomerate, unreife, feldspatreiche Sandsteine – sog. „Grauwacken“, sind es Ablagerungen, wie sie häufig an aktiven Kontinentalrändern entstehen. Vielleicht sind die Sedimente des Karbon von Nötsch während einer Seitenverschiebung entlang der Periadriatischen Naht abgelagert worden.

Dem Alter der Sedimente nach – der überwiegende Teil ist in das Visé bis tiefere Namur zu stellen – sind es hochorogene Sedimente, deren Entstehung in den Zeitraum der sudetischen Phase der variszischen Gebirgsbildung fällt, und nicht wie jüngst dargestellt, postvariszische Molassesedimente. Unter Molassesedimenten versteht man den in den Vortiefen und Innensenken abgelagerten Abtragungsschutt, kontinentale und flachmarine klastische Sedimente, eines herausgeformten Gebirges.

Die Badstubbreccie ist möglicherweise auf die sudetische Phase mit verstärkten Krustenbewegungen zurückzuführen.

Auch ist das Karbon von Nötsch wohl nicht an Ort und Stelle durch eine grabenbruchartige Einsenkung entstanden, sondern sehr wahrscheinlich durch gewaltige Seitenverschiebungen entlang der Periadriatischen Naht in seine heutige Position gelangt.

Weiterführende Literatur (Auswahl): EXNER (1983), FELSER (1936), FLÜGEL & KODSI (1968), HAHN & HAHN (1987), KODSI & FLÜGEL (1970), SCHÖNLAUB (1979, 1985a – mit geol. Karte 1:25.000), SIEBER (1972), TESSENHORN (1972).

DAS KARBON DER KARNISCHEN ALPEN

Allgemeines:

Der österreichische Anteil der Karnischen Alpen besteht größtenteils aus paläozoischen Gesteinen, die einen variszischen Deckenbau, entstanden durch die variszische Gebirgsbildung (asturische Phase) aufweisen.

Die Schichtfolge der Karnischen Alpen kann in zwei Stockwerke gegliedert werden:

In ein tieferes Stockwerk mit einer Schichtfolge, die vom Ordovizium bis in das tiefere Westfal reicht. Der Ablagerungsraum der Karnischen Alpen war bis in das Visé in Seichtwasserbereiche, in denen Karbonate, d. h. Riff- und Lagunensedimente, abgelagert wurden, in submarine Schwellenbereiche mit reduzierter Karbonatsedimentation sowie in Tiefwasserbereiche mit Tonschiefer- und Kieselschiefersedimenten gegliedert. Vom Namur bis in das Westfal B folgt ein Flyschstadium⁸ mit den Tiefseesedimenten des Hochwipfelflysch.

⁸ Flysch: hauptsächlich durch Trübestrome = Turbidite in Tiefseetrögen abgelagerte klastische Sedimente.

Dieses tiefere Stockwerk wird dann von der variszischen Orogenese, und zwar von der asturischen Phase im höheren Westfal erfaßt, die zu starker Faltung und zu einem ausgeprägten Deckenbau innerhalb des neu entstandenen Orogens führte.

Über diesem variszisch gefalteten Deckengebirge folgt dann das obere Stockwerk in Form von jungpaläozoischen Molassesedimenten: Auernigschichten im Oberkarbon, Pseudoschwagerinenkalke, Grenzlandbänke, Trogkofelkalk, Tarviser Breccie, Grödener Schichten und Bellerophon-schichten im Perm und triassische Flachwasserkarbonate im Bereich des Gartnerkofels (z. B. Werfener Schichten, Schlerndolomit).

Die Karbon-Schichtfolge in den Karnischen Alpen

Karbonatfazies des untersten Karbon

Vereinzelte reicht die pelagische Kalkfazies in Form der Cephalopodenkalke sowie auch die Kieselschieferfazies (Tiefseesedimente) des obersten Devon bis in das unterste Karbon, höchstens bis in das höhere Visé. Die Mächtigkeit dieser unterkarbonen Kalke und Kieselschiefer beträgt maximal wenige Meter. Die genaue zeitliche Einstufung sowohl der Cephalopodenkalke als auch der Kieselschiefer erfolgte mit den darin enthaltenen Conodonten. Mit Hilfe der Conodonten konnten innerhalb der Cephalopodenkalke des Visé sogar Schichtlücken⁹ herausgearbeitet werden, die häufig durch Kalkbreccienlagen gekennzeichnet sind.

Diese Schichtlücken und Kalkbreccienlagen sind auf tektonische Bewegungen zurückzuführen, die der bretonischen Phase zugeschrieben werden können.

Hochwipfelschichten

An der Visé/Namur-Grenze setzen erneut tektonische Bewegungen ein, Äußerungen der sudetischen Phase, die durch starke Absenkung zur Herausbildung eines Tiefsee-(Flysch-)troges führten. In diesen Tiefseetrog werden rund 1000 m mächtige Tiefseesedimente geschüttet, die als „Hochwipfelschichten“ bezeichnet werden, benannt nach dem Hochwipfel (2195 m) südlich Treßdorf, der ausschließlich aus diesen Sedimenten aufgebaut wird.

Die Hochwipfelschichten folgen mit einer Diskordanz auf verschieden alten Untergrund: Unterdevon, Mitteldevon, Oberdevon, Visé.

Das Hauptverbreitungsgebiet auf österreichischer Seite liegt zwischen der Ortschaft Schlanitzen im Osten und dem Valentinbach im Westen. Da-

⁹ Perioden der Nichtsedimentation bzw. Wiederaufarbeitung bereits abgelagerter Sedimente.

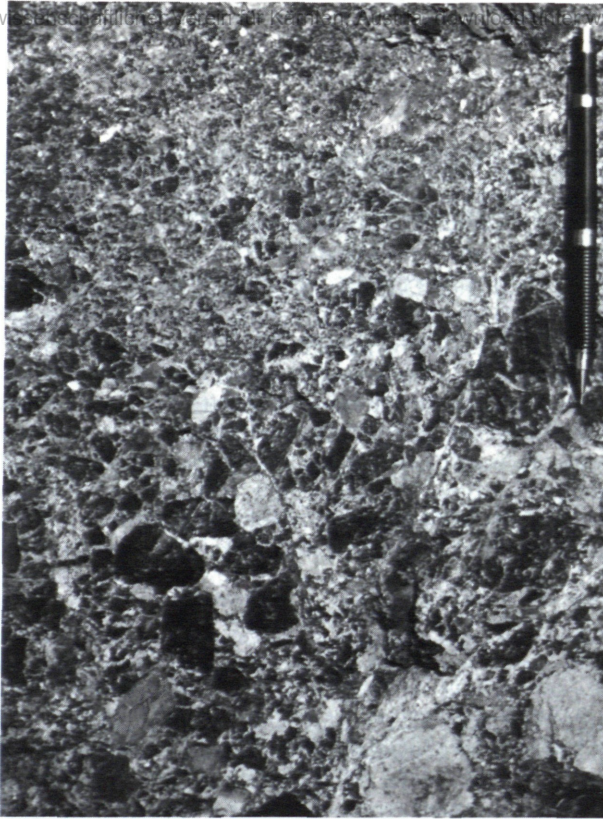


Abb. 22:

Gradierte Lyditbreccie aus den Hochwipfelschichten von der Südseite des Leitenkogels (NW Straniger Alm).

zwischen ziehen die Hochwipfelschichten in einem breiten Streifen, teilweise stark mit älteren, paläozoischen Gesteinen verschuppt, am Nordrand der Karnischen Alpen entlang und sind vor allem in den z. T. tief eingeschnittenen Gräben und entlang neu erbauter Forstwege aufgeschlossen.

Die Hochwipfelschichten werden gegliedert in die

- Hochwipfel-Formation (Namur–Unteres Westfal)
- Dimon-Formation (Westfal B–C) (benannt nach dem Mte. Dimon, südlich des Zollner Sees auf italienischem Gebiet).

Hochwipfel-Formation

Diese besteht aus einer im tieferen Teil grobkörnigen Abfolge mit Lyditbreccien (Abb. 22), Megabreccien mit großen Blöcken und Olisthostromen¹⁰ in Wechsellagerung mit Sand- und Siltsteinen. Nach oben wird die Abfolge dann zunehmend feinkörniger und setzt sich aus Arkose-Grauwaren¹¹, Siltsteinen, Tonschiefern und vereinzelt Geröllschiefern mit Altpaläozoikum- und Kristallinkomponenten zusammen. Vereinzelt sind dm-dicke Kiesel-schieferlagen eingeschaltet.

¹⁰ Durch submarine Rutschungen entstandene Ablagerungen aus feinkörniger Matrix mit chaotisch eingelagerten, oft riesengroßen Blöcken = Olistolithe.

¹¹ Feldspatreiche Grauwaren, Arkose = feldspatreicher Sandstein.

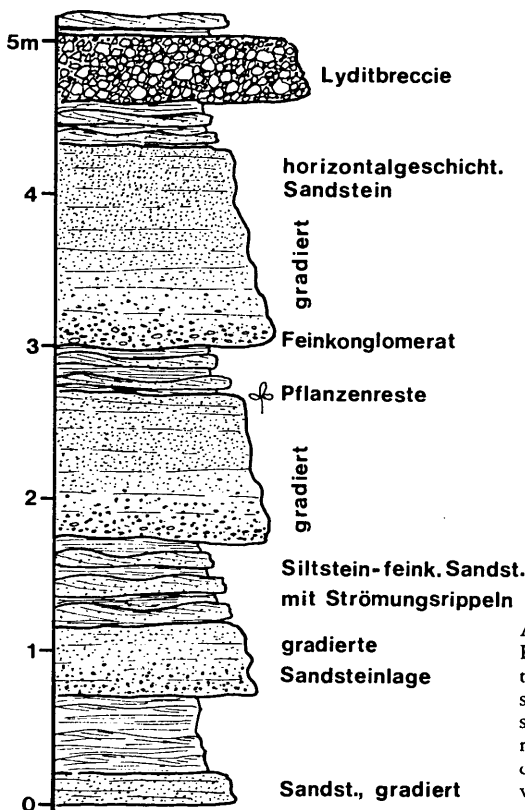


Abb. 23:
Profilausschnitt aus den tieferen Hochwipfelschichten mit charakteristischen Sedimentstrukturen von der Umgebung der Marinelli-Hütte SW vom Plöckenpaß.

Die Sedimente, die hauptsächlich in Form von Turbiditen (Trübeströmen) entstanden sind, zeigen auch die für Flyschsedimente charakteristischen Sedimentgefüge wie Gradierung, Sohlmarken¹², Wickelschichtung¹³, Schrägschichtung, Strömungsrippeln. Teilweise sind auch typische Sedimentationsabfolgen (Sequenzen) entwickelt (siehe Abb. 23).

Schwarze Kieselschiefer-(Lydit-)Gerölle sind in den grobkörnigen Sandsteinen und Breccien meist die häufigste Komponente (Abb. 22). Die Sandsteine sind sehr unreif, besitzen ein buntes Geröllspektrum: Kieselschiefer, metamorphe Gesteinsbruchstücke, phyllitische Gesteinsbruchstücke, mono- und polykristalline Quarze, wenig Feldspat und einen hohen Anteil an toniger Grundmasse (typische Grauwacken).

¹² Marken an der Schichtunterseite, durch physikalische Prozesse wie Strömung im weichen Sediment entstanden, z. B. Strömungsmarken, Schleifmarken, Rollmarken usw.

¹³ Durch Entwässerungsvorgänge im unverfestigten Sediment entstandene Deformationsstrukturen.

Interessant ist das Schwermineralspektrum. Im Namur dominieren Zirkon, Turmalin und Rutil, woraus auf Aufarbeitung granitoider Gesteine geschlossen wird. Im Westfal ist dagegen ein Granat-Epidot-Spektrum festgestellt worden, was auf ein metamorphes Liefergebiet schließen läßt.

Dimon-Formation

Diese auf österreichischem Gebiet zumindest dem Verfasser bisher nicht bekannte Abfolge wird bis über 300 m mächtig und besteht aus verschiedenen Vulkaniten wie sauren Keratophyren, massigen Spiliten, Pillow-Laven¹⁴, Pillow-Breccien und Hyaloklastiten¹⁵ sowie aus zwischengeschalteten vulkanoklastischen Tiefseesedimenten. Überlagert wird diese Serie von roten und grünen, hemipelagischen Tonschiefern (feinkörnige Tiefwassersedimente).

Fossilinhalt und Alter der Hochwipfelschichten

Mit Hilfe von Sporen, nachgewiesen aus den Hochwipfelschichten auf italienischer Seite, werden die Hochwipfelschichten in das Namur A – Westfal B eingestuft. Daneben sind von verschiedenen Fundpunkten auch fossile Makropflanzenreste bekannt, die teilweise bereits auf mittleres Visé hinweisen, so daß stellenweise die Sedimentation der Hochwipfelschichten schon im Visé einsetzte.

Von den eingeschalteten Kieselschieferlagen sind Radiolarien und Conodonten zu erwarten, doch sind diese Gesteine bisher kaum untersucht worden.

Einige fossile Pflanzenreste aus den Hochwipfelschichten:

Calamites radiatus

Sphenophyllum

Rhodeopteridium hoechstetteri

Sphenopteris chemnitzensis

Sphenopteridium dissectum

Trigonocarpus

Lepidodendron

Stigmara ficoides

Auernigschichten

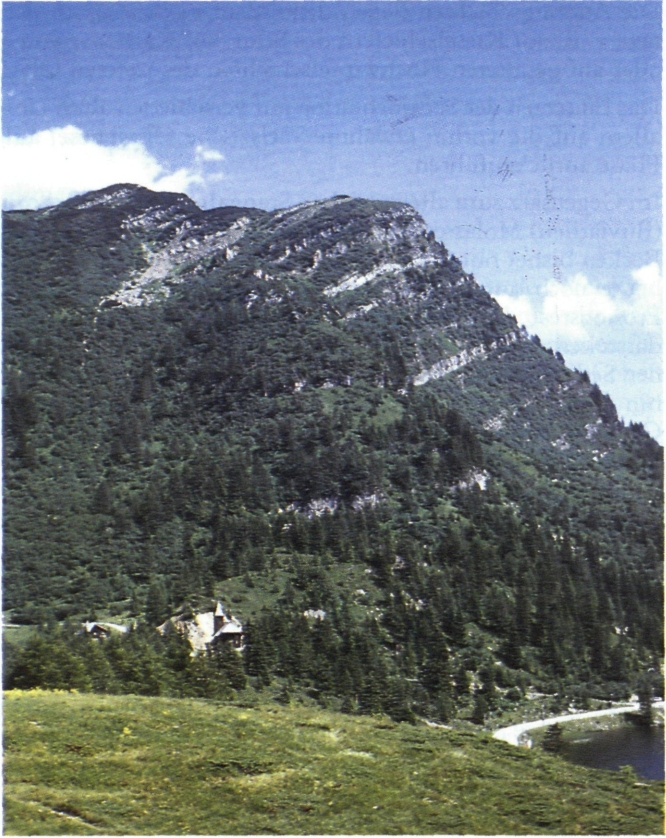
Allgemeines:

Im höheren Westfal, etwa an der Grenze Westfal C/D, kommt es in den Karnischen Alpen zur variszischen Hauptorogenese (asturische Phase vor ca. 310 Millionen Jahren), die vorher abgelagerten Sedimente, vor allem die Flyschsedimente, werden zusammengefoldet, herausgehoben, es kommt sogar zu Deckenüberschiebungen. Es entstand ein variszisches Gebirge.

¹⁴ Kissenlava, beim Austritt basischer Laven am Meeresgrund infolge plötzlicher Abschreckung durch das kühle Meerwasser kissenförmig erstarrte Lava mit glasiger Oberfläche.

¹⁵ Aus zerbrochenen glasigen Lavafragmenten zusammengesetztes Gestein.

Abb. 24:
Blick vom
Madritschens-
kopf nach
Osten zum
Auernig, dem
für die Auer-
nigschichten
namengeben-
den Berg un-
mittelbar öst-
lich des Naß-
feldpasses.
Kalk- und
Konglomerat-
horizonte wit-
tern deutlich
heraus.



Im Anschluß an diese variszische Orogenphase führt Dehnung der Erdkruste zur Herausbildung von Gräben, die an Brüchen einsinken („Bruchtektonik“). Die Brüche sind hauptsächlich WNW–ESE gerichtet, auch die Gräben sind nach dieser Richtung orientiert.

Ein solcher Graben entstand im Bereich der heutigen Karnischen Alpen und wurde von italienischen Geologen als „Pramollo-Basin“ (Naßfeld-Becken) bezeichnet.

Dieses Becken wurde mit sogenannten Molassesedimenten aufgefüllt. Der karbone Anteil dieser Molassesedimente wird nach dem Auernig, Berggipfel unmittelbar östlich des Naßfeldpasses, Abb. 24, als „Auernigschichten“ (Auernig-Gruppe) bezeichnet. Die Schichtfolge reicht zeitlich vom obersten Westfal bis in den Grenzbereich Karbon/Perm.

Die Auernigschichten liegen diskordant auf variszisch gefalteten Gesteinen, z. B. auf Kieselschiefern des Silur, auf Karbonatgesteinen des Devon oder auf gefalteten Hochwipfelschichten des tieferen Oberkarbon.

Das Einsetzen der Sedimentation auf verschieden alten Untergrund ist vor allem auf die vorhin erwähnte variszische Orogenese, auf die asturische Phase zurückzuführen.

Im Gegensatz zum altersgleichen Stangalm-Becken, das mit kontinentalen (fluviatilen) Molassesedimenten aufgefüllt wurde, sind aus dem Naßfeld-Becken bisher nur flachmarine Sedimente bekannt. Zumindest liegen die heute noch aufgeschlossenen Auernigschichten, die ja nur mehr einen Erosionsrest der ursprünglich viel weiter verbreiteten Auernigschichten darstellen, durchwegs in flachmariner Entwicklung vor. Diese flachmarinen Sedimente müssen aber auch einmal zum ursprünglichen Beckenrand hin in kontinentale Sedimente übergegangen sein, die jedoch heute auf Grund der alpidischen Orogenese und damit verbundener Heraushebung und nachfolgender Erosion nicht mehr vorhanden sind.

Die Mächtigkeit der Auernigschichten beträgt mindestens 1000 m. Wie bereits erwähnt, sind es auf Grund des bisherigen Kenntnisstandes durchwegs flachmarine, teilweise sehr fossilreiche Sedimente.

Die weitere Untergliederung der Auernigschichten (Auernig-Gruppe) ist aus Tabelle 2 ersichtlich.

Assel (Unterperm)	Obere Pseudoschwagerinenkalke Grenzlandbänke Untere Pseudoschwagerinenkalke	Ratten- dorfer Gruppe
Ob.-Moskau-Kasimov-Gzhel Westfal D-Stefan (Oberkarbon)	Obere Kalkarme Schichtgruppe – Carnizza-Formation Obere Kalkreiche Schichtgruppe – Auernig-Formation Mittlere Kalkarme Schichtgruppe – Corona-Formation Untere Kalkreiche Schichtgruppe – Pizzul-Formation Untere Kalkarme Schichtgruppe – Meledis-Formation Waidegg-Formation – Bombaso-Formation	Auernig- gruppe
	variszisch gefalteter Untergrund	

Tab. 2: Lithologische Untergliederung der Auernigschichten

Sedimenttypen der Auernigsschichten

- a) Breccien und Geröllschiefer
- b) Konglomerate
- c) Sandsteine
- d) Siltsteine und Tonschiefer
- e) Kohle
- f) Karbonatsedimente

a) Breccien und Geröllschiefer:

Diese Sedimenttypen sind nur aus den Basalbildungen, aus der Waidegg-Formation, bekannt. Die Zusammensetzung der Basalbildungen ist stark untergrundbezogen. Breccien aus eckigen Kieselschieferkomponenten finden sich vereinzelt in jenen Bereichen, wo die Auernigsschichten auf oberdevonisch-unterkarbonischen Kieselschiefern liegen, wie in der Umgebung der Zollner Hütte.

Folgen dagegen die Auernigsschichten über den Hochwipfelschichten, z. B. Ostabfall des Leitenkogels, Tomritsch, so bestehen die Basisbildungen häufig aus matrixreichen „Geröllschiefern“, die ausschließlich aus Geröllen, die aus dem Hochwipelflysch¹⁶ stammen, zusammengesetzt sind.

b) Konglomerate:

In den Basalbildungen sind polymikte Konglomerate typisch. Besonders über Devonkalken sind die basalen Auernigsschichten in Form von Kalkkonglomeraten entwickelt, die hauptsächlich aus verschiedenen Devonkalkgeröllen bestehen (Abb. 25). Daneben finden sich darin beispielsweise auch Lyditgerölle.

Ein weiterer polymikter Konglomerattypus aus den Basisbildungen besteht aus verschiedenen Geröllen der Hochwipfelschichten, ist also ähnlich zusammengesetzt wie die vorhin erwähnten „Geröllschiefer“. Der Unterschied besteht nur darin, daß im Gegensatz zu den Geröllschiefern der Matrixgehalt gering ist und sich die einzelnen Gerölle gegenseitig berühren.

In den Formationen, die über den Basisbildungen folgen, sind immer wieder bis zu maximal 30 m mächtige Konglomeratabfolgen eingeschaltet, die fast ausschließlich aus Quarzgeröllen bestehen („Quarkonglomerate“). Nur vereinzelt finden sich darin auch andere Gerölle, z. B. Lyditgerölle.

Im Gegensatz zu den Basisbildungen, wo in den Konglomeraten, Geröllschiefern und Breccien dm-, vereinzelt sogar m-große Blöcke keine Seltenheit sind, erreichen die Gerölle in den Quarkonglomeraten nur selten 20 cm, die Korngröße liegt meist < 10 cm.

¹⁶ Lydite, Kieselschiefer, Lyditbreccien, Sandsteine, Tonschiefer.



Abb. 25:
Polymiktes
Konglomerat
(überwiegend
Devonkalkge-
rölle, unterge-
ordnet Lydit-
gerölle u. a.)
aus den basa-
len Auernig-
schichten, auf-
geschlossen
entlang der
Straße von der
Straniger Alm
zur Waidegger
Höhe in ca.
1700 m SH.

In den Quarzkonglomeraten können verschiedene Sedimentstrukturen, vor allem Schrägschichtung (Abb. 26) und Rinnenfüllungen, beobachtet werden. Die Gerölle sind mitunter eingeregelt und zeigen selten sogar Dachziegellagerung.

c) Sandsteine:

Sandsteine treten in allen Formationen der Auernigschichten auf. Einzelne Sandsteinabfolgen erreichen meist mehrere Meter Mächtigkeit, vereinzelt mehr als 20 m.

Die Sandsteine sind reich an Strukturen, es finden sich verschiedene Arten von Schrägschichtung (Abb. 26) sowie Horizontalschichtung. Mitunter sind syngedimentäre Deformationsstrukturen, durch rasche Entwässerungsvorgänge im unverfestigten Sediment entstanden, erkennbar.

Eine interessante Sedimentstruktur, die in Sandsteinabfolgen der Auernigschichten immer wieder zu beobachten ist und wertvolle Hinweise auf die



Abb. 26: Schräggeschichtete Feinkonglomerate und Grobsandsteine aus der Oberen Kalkreichen Schichtgruppe (Auernig-Formation) an der Ostseite der Krone.

Entstehung liefert, ist die sog. „Hummocky-Schrägschichtung“. Diese Art von Schrägschichtung ist typisch für flachmarine Bereiche (Schelfmeer), entsteht durch Sturmwellen in Wassertiefen knapp unterhalb der normalen Wellenbasis.

In einzelnen Sandsteinlagen sind die primären Sedimentstrukturen durch wühlende und sedimentfressende Organismen völlig zerstört. Solche Sandsteinbänke erscheinen dann massig, strukturlos, lediglich auf den Schichtflächen einer solchen Bank sind meist zahlreiche Lebensspuren zu erkennen.

Zusammengesetzt sind die Sandsteine vor allem aus Quarzkomponenten, in feinkörnigeren Sandsteinen ist der Anteil an eingeschwemmtem Glimmer relativ hoch. Gering ist der Gehalt an Gesteinsbruchstücken, Feldspäte sind sehr selten.

d) Siltsteine und Tonschiefer:

Siltsteine und Tonschiefer (mit sämtlichen Übergängen, reine Tonschiefer sind selten) von meist bräunlicher oder grauer Farbe finden sich in allen Formationen. Die Mächtigkeit einzelner Abfolgen beträgt vereinzelt bis zu mehr als 20 m, meist jedoch nur einige Dezimeter bis einige Meter.

Häufig ist Horizontalschichtung erkennbar, ebenso sind Lebensspuren (Abb. 31) nicht selten, teilweise ist die Schichtung durch Bioturbation¹⁷

¹⁷ Durchwühlung des unverfestigten Sediments durch Organismen.



Abb. 27:
Gut gebankte Algenkalke mit dünnen, tonigen Zwischenlagen aus der Oberen Kalkreichen Schichtgruppe (Auernig-Formation), Garnitzenprofil, ca. 50 m nördlich vom Garnitzenberg.

völlig zerstört. Hin und wieder finden sich in den siltigen Partien bis zu brotlaibgroße, karbonatische, sehr harte sowie cm-große, limonitische, stark verwitterte Konkretionen¹⁸.

Eingeschaltet in Siltstein-Tonschiefer-Folgen sind immer wieder cm- bis dm-dicke Feinsandsteinlagen, teilweise auch fossilreiche Karbonatlagen. Stellenweise sind Siltsteine und Tonschiefer sehr fossilreich.

e) Kohle:

In Siltstein-Tonschiefer-Folgen sind an mehreren Stellen geringmächtige Anthrazitkohleflöze entwickelt, die im vorigen Jahrhundert am Tomritsch, am Fuße der Kronalpe und im Bereich des Lanzenbodens abgebaut

¹⁸ Aus zirkulierenden Lösungen im Sediment auskristallisierte, meist knollige bis linsenförmige Mineralaggregate, z. B. Kalk-, Dolomit-, Baryt-, Pyritkonkretionen.

Abb. 28:
Siltige Ton-
schiefer mit
eingeschalteten
dünnen, fossil-
reichen Kalk-
bänken. Un-
tere Kalkarme
Schichtgruppe
(Meledis-
Formation),
Rio Cordin
(südl. Schul-
terkofel).



wurden. Ein kleiner Schurfversuch existierte auch knapp oberhalb der Straniger Alm.

f) Karbonatsedimente:

In allen Formationen der Auerniggruppe sind bis zu maximal etwa 12 m mächtige Karbonatabfolgen eingeschaltet. Es sind graue bis dunkelgraue, fossilreiche Kalke, Kalkmergel und Mergelkalke, selten dolomitisiert. Stärker tonige, mergelige Partien sind deutlich dünngebankt mit tonigen Zwischenlagen (Abb. 27), während reinere Kalke teilweise nur eine grobe, undeutliche Bankung zeigen.

Im Gelände können grob folgende drei Typen unterschieden werden:

- Cm bis max. wenige dm mächtige Fossiltschuttkalke, eingeschaltet in siltig-tonige Sedimentabfolgen. Häufige Biogenreste sind Crinoidenstielglieder und Schalenreste von Brachiopoden (Abb. 28).

– Gut gebankte, dunkelgraue, stärker tonige (mergelige) Algenkalke (Abb. 29). Neben Algen treten untergeordnet auch Brachiopoden, Gastropoden, Bryozoen, Foraminiferen, Crinoidenreste und andere Biogenreste auf.

– Etwas gröber gebankte Fusulinenkalke (Abb. 30). Diese sind von hellerer Gesteinsfarbe als die Algenkalke (weniger Tongehalt). Neben den meist schön herausgewitterten, schon mit freiem Auge erkennbaren Fusuliniden (Großforaminiferen) finden sich vor allem Algen, Bryozoen und verschiedene Schalenreste.

Fossilführung der Auernigsschichten

Fossilien sind aus allen Formationen der Auernigsschichten bekannt und treten teilweise sehr häufig auf.

Grobkörnige Sedimente wie Breccien, Geröllschiefer, Konglomerate und gröbere Sandsteine sind weitgehend fossilfrei, nur vereinzelt sind Abdrücke größerer, eingeschwemmter Pflanzenreste erkennbar.

Feinkörnige Sandsteine, vor allem aber Siltsteine und Tonschiefer, sowie Karbonatgesteine führen dagegen reichlich Fossilien.

In feinkörnigen Sandsteinen sind es vor allem verschiedene Typen von Lebensspuren (Abb. 31), die ebenfalls zu den Fossilien gerechnet werden.

In Siltsteinen und Tonschiefern finden sich stellenweise sehr reichlich Fossilreste, besonders die Brachiopodenfauna ist sehr reich:

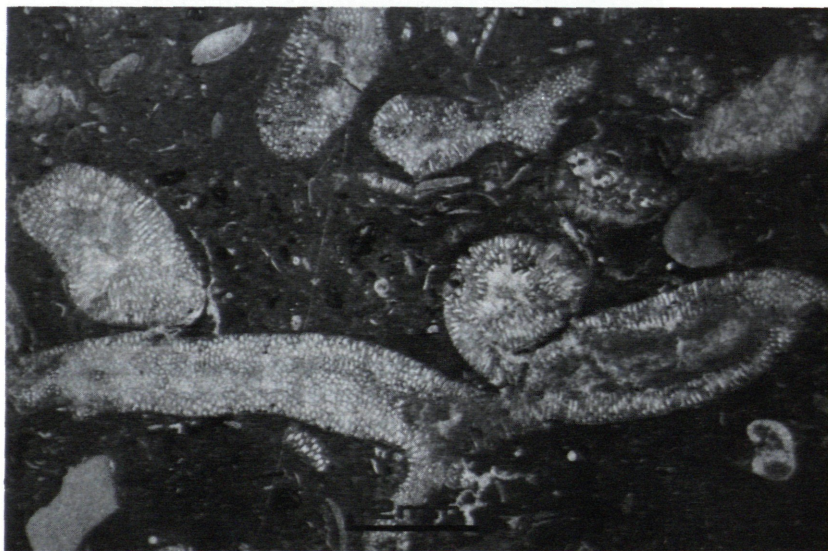


Abb. 29: Dünnschliffaufnahme eines Alpenkalkes aus der Oberen Kalkreichen Schichtgruppe, Garnitzenprofil (Probe aus Aufschluß, Abb. 27). Bildausschnitt ca. 12×9 mm.

Brachiopoden (*Isogramma*, *Enteleles*, *Choristites*, *Neospirifer*, *Productus*, *Derbya* u. a.)

Crinoidenreste

Korallen

Bryozoen (*Fenestella*)

Lamellibranchiaten

Gastropoden

Trilobiten (*Pseudophillipsia*)

ferner verschiedene Lebensspuren, charakteristisch ist vor allem *Zoophycos* (Abb. 31), sowie ganz selten Tetrapodenfährten.

Aus Tonschiefern sind von zahlreichen Fundstellen fossile Pflanzenreste in teilweise sehr gutem Erhaltungszustand bekannt. Häufig sind:

Cordaites sp.

Sigillaria brardii (Abb. 2)

Syringodendron sp.

Annularia stellata (Abb. 3) und *A. sphenophylloides*

Calamites, verschiedene Arten (Abb. 4)

Sphenophyllum oblongifolium

Alethopteris bohémica (Abb. 5)

Odontopteris brardii (Abb. 6) und *O. alpina*

Neuropteris (verschiedene Arten, Abb. 7)

Linopteris neuropteroides

Sphenopteris sp.

Pecopteris polymorpha

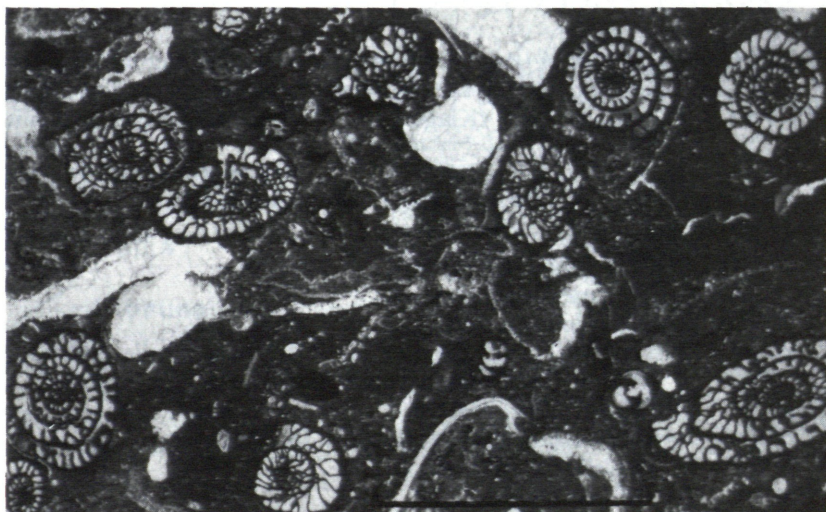


Abb. 30: Dünnschliffaufnahme eines Fusulinenkalkes aus der Oberen Kalkreichen Schichtgruppe („Gugga-Kalk“) des Garnitzenprofils. Bildausschnitt ca. 12×9 mm.

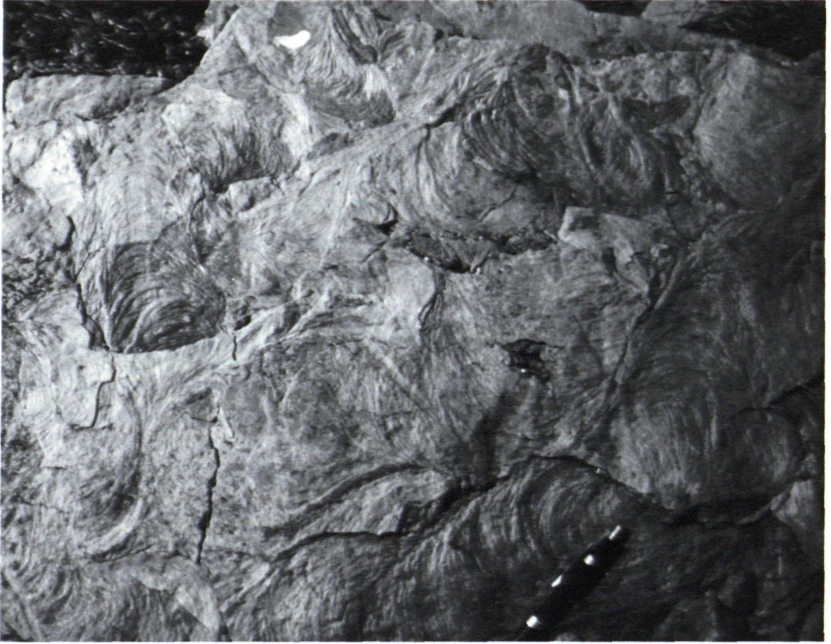


Abb. 31: *Zoophycos*-Spreitenbauten (Spurenfossilien) in Tonschiefern der Oberen Kalkarmen Schichtgruppe (Carnizza-Formation) vom Westfuß des Schulterkofels.

Callipteridium pteridium (Abb. 10) sowie eine neue, bisher nur aus den Karnischen Alpen bekannte fossile Pflanzenart, die zu Ehren von Herrn HR Prof. Dr. Franz KAHLER (Klagenfurt) *Kahleria carinthiaca* benannt wurde.

In Karbonatgesteinen finden sich durchwegs reichlich Fossilien:

- Makrofossilien: Brachiopoden
Gastropoden
Lamellibranchiaten
Crinoidenreste
- Mikrofossilien: Algen (phylloide Algen und *Anthracoporella*, Abb. 29)
Großforaminiferen (Fusuliniden, Abb. 30)
Kleinforaminiferen
Bryozoen (*Fenestella*)
Kalkschwämme
Ostrakoden

Interessant ist die Tatsache, daß die Fauna der Auernigsschichten Anklänge an asiatische Faunenassoziationen zeigt.

Die Gesteinsabfolge der Auernigschichten

Die Abfolge der Auernigschichten ist nun charakterisiert durch einen oftmaligen Wechsel von Quarzkonglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen – Tonschiefern und Karbonatgesteinen (siehe Profil Abb. 33).

Lediglich Breccien, polymikte Konglomerate und Geröllschiefer sind auf die basale Abfolge (Waidegg-Formation) beschränkt.

Dieser Wechsel in der Lithologie hat auch dazu geführt, die Abfolge der Auernigschichten als „Auernig-Rhythmus“ zu bezeichnen. Allerdings liegt hier keine regelmäßige, rhythmische oder zyklische Abfolge vor. Dies ist schon daraus ersichtlich, daß in einzelnen Profilabschnitten Karbonat-

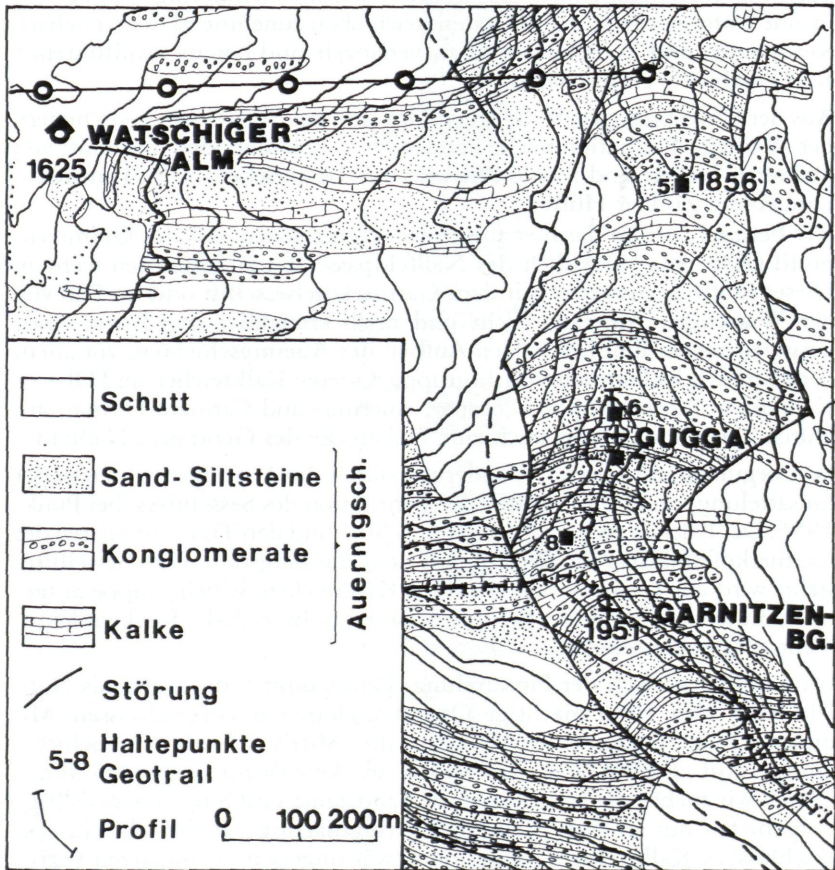


Abb. 32: Geologische Karte des Gebietes Watschiger Alm–Garnitzenberg (Garnitzenprofil) östlich des Naßfeldpasses (nach der „Geologischen Detailkarte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes“ von SCHÖNLAUB, FENNINGER & VENTURINI, 1985).

gesteine selten, in anderen wieder sehr häufig auftreten. Auf diese Tatsache geht auch die Untergliederung in „Untere Kalkarme Schichtfolge“, „Untere Kalkreiche Schichtfolge“ usw. zurück.

Die Basisbildungen der Auernigschichten (Waidegg-Formation) sind auf österreichischem Gebiet an mehreren Stellen aufgeschlossen, z. B. am Tomritsch auf Hochwipfelschichten, am Roßkofel auf Devonkalken, im Bereich Straniger Alm/Waidegger Alm auf Devonkalken und Hochwipfelschichten und im Bereich der Zollner Hütte auf Kieselschiefer des Oberdevon/Unterkarbon.

Die mindestens einige Zehnermeter mächtigen Basisbildungen setzen im allgemeinen mit grobkörnigen Sedimenten, Breccien, Geröllschiefern und polymikten Konglomeraten ein, werden nach oben feinkörniger und gehen in eine Abfolge von Konglomeraten (nach oben zunehmend quarzreicher), Sandsteinen und Tonschiefern über, vereinzelt sind bereits fossilführende Karbonatbänke eingeschaltet.

Aus der Umgebung der Waidegger Alm sind aus Siltsteinen-Tonschiefern der Waidegg-Formation reiche Faunen, v. a. Brachiopoden, bekannt; von mehreren Stellen sind fossile Pflanzenreste beschrieben: z. B. Tomritsch, Umgebung Zollner Hütte.

Als Beispiel für die darüber folgenden Formationen soll das Granitzenprofil (Abb. 32, 33) östlich des Naßfeldpasses kurz besprochen werden. Dieses Profil ist entweder mit dem Gartnerkofelsessellift oder zu Fuß von der Watschiger Alm aus leicht und rasch erreichbar und bietet einen ausgezeichneten Einblick in den Aufbau der Auernigschichten, vor allem der Mittleren Kalkarmen Schichtgruppe, Oberen Kalkreichen und Oberen Kalkarmen Schichtgruppe (Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation). Durch dieses Profil führt auch eine Teilstrecke des Geotrails „Naßfeld“.

Wir beginnen mit unserer Wanderung durch die Auernigschichten in der Einsattelung, ca. 200 m südlich der Bergstation des Sesselliftes, bei Punkt 1856. Der Rücken zwischen der Einsattelung und den Triaskarbonaten des Gartnerkofelmassivs im Norden, auf dem die Bergstation des Sesselliftes steht, wird aus Gesteinen der Unteren Kalkreichen Schichtgruppe aufgebaut, die jedoch infolge des Schipistenbaues im Bereich des Rückens kaum mehr aufgeschlossen sind.

Unmittelbar südlich der Einsattelung, Haltepunkt 5 des Geotrails Naßfeld, sind über 10 m mächtige Quarzkonglomerate aufgeschlossen. Mit diesen Quarzkonglomeraten beginnt die Mittlere Kalkarme Schichtgruppe. Auf unserem Weg nach Süden, am Anstieg zur Gugga (1928 m), queren wir mehrmals Konglomerate, Sandsteine und Siltsteine bis siltige Tonschiefer, nur an einer Stelle sind geringmächtige, leider schlecht aufgeschlossene Kalke eingeschaltet, und zwar ungefähr im mittleren Profilabschnitt. Diese Abfolge ist auch relativ fossilarm. Im obersten Profilabschnitt, über der obersten Quarzkonglomerateinschaltung, bei Haltepunkt 6 des Geotrails, konnten fossile Pflanzenreste gefunden werden.

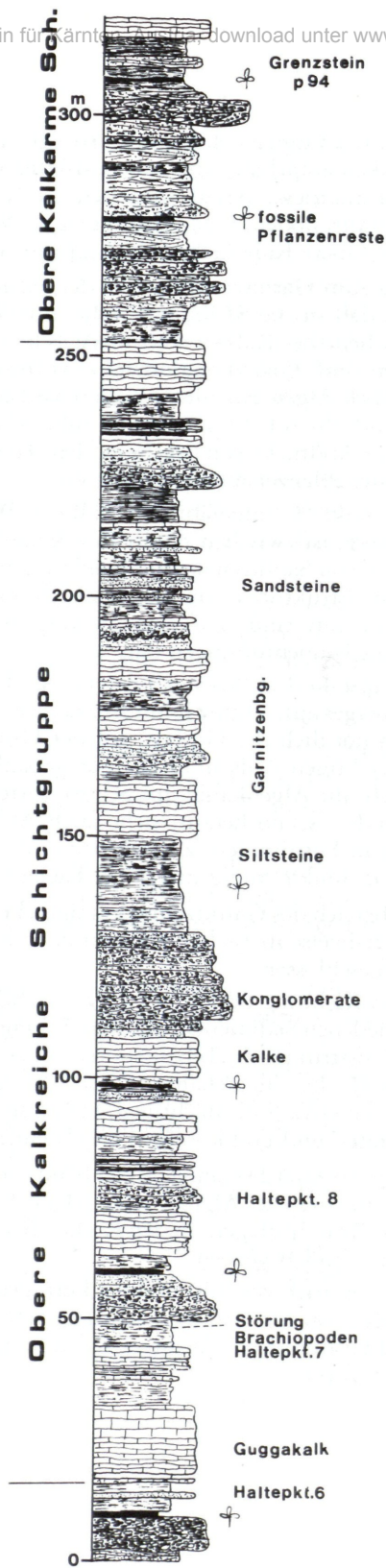


Abb. 33:
Vereinfachtes Säulen-
profil durch den oberen Teil der Auenrignis (Obere Kalkalpe und Obere Kalkarme Schichtgruppe) im „Garnitzenprofil“ (Gugg-Garnitzenberg). Zur Lage des Profils siehe Abb. 32.

Der Gipfel der Gugga (Haltepunkt 6) wird aus rund 12 m mächtigen, grauen Kalken aufgebaut. Bei näherem Hinsehen erkennt man herausgewitterte Fusuliniden, weiters enthalten die Kalke Algen, Brachiopoden, Korallen, Gastropoden, Crinoidenreste u. a. Mit dieser Kalkeinschaltung beginnt die Obere Kalkreiche Schichtgruppe (Auernig-Formation).

Im Anstieg zum Garnitzenberg wird der aufmerksame Beobachter sofort bemerken, daß in die Sedimentabfolge nun häufig Kalke eingeschaltet sind. Zwischen den Kalken sind meist Siltsteine und Sandsteine, selten Tonschiefer und Quarzkonglomerate vorhanden. Neben den Kalken (hauptsächlich Algen-Fusulinen-Kalke) sind auch die Siltsteine und Tonschiefer fossilführend. Beispielsweise führen Siltsteine bei Haltepunkt 7 des Geotrails Abdrücke von Brachiopoden. Tonschiefer haben an mehreren Stellen fossile Pflanzenabdrücke geliefert.

Bei Haltepunkt 8, ungefähr auf halbem Weg zwischen Gugga und Garnitzenberg, ist zwischen Algen-Fusulinen-Kalken eine ca. 6 m mächtige Abfolge von Sandsteinen und Feinkonglomeraten aufgeschlossen, die verschiedene Strukturen wie Schrägschichtung und Gradierung zeigen. Feinkonglomerate sind z. T. rinnenförmig in Sandsteine eingeschnitten, stellen somit Rinnenfüllungen dar.

Nach Haltepunkt 8 verlassen wir den Geotrail und steigen zum Gipfel des Garnitzenberges auf. Vorher lohnt sich noch ein kurzer Abstecher zu einem rund 50 m nördlich des Gipfels, auf der Ostseite des Steiges gelegenen, ca. 8 m mächtigen Aufschluß aus gut gebankten Kalken (Abb. 27). Es handelt sich um Algenkalke, im Schutt wittern die Algen (*Anthracoporella*) besonders schön heraus, siehe auch Abb. 29. Einzelne Bänke sind auch reich an Fusuliniden. Zwischen den rund 10–20 cm dicken Kalkbänken sind dunkle, tonig-mergelige Lagen eingeschaltet.

Im Gipfelbereich des Garnitzenberges sind ebenfalls drei bis zu rund 10 m mächtige, teilweise mergelige Kalkabfolgen in ähnlicher Ausbildung wie vorhin aufgeschlossen.

Am Kamm Richtung Südosten folgen anschließend Sand- und Siltsteine mit verschiedenen Sedimentstrukturen: Schrägschichtung, synsedimentäre Deformationsstrukturen, Lebensspuren. Vereinzelt sind dünne, kalkige, fossilreiche Bänke eingeschaltet. Diese Abfolge ist knapp 30 m mächtig und wird von etwa 5 m mächtigen, teilweise schräggeschichteten Quarzkonglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen überlagert.

Darüber folgen zunächst einige Meter Sand- und Siltsteine, dann rund 5 m mächtige, fossilreiche Algen- und Algen-Fusulinen-Kalke mit tonig-mergeligen Zwischenlagen. In den Kalken finden sich auch Brachiopoden, Gastropoden und Bryozoen.

Diese Kalke werden von Silt- und feinkörnigen Sandsteinen überlagert (ca. 8 m), gefolgt von rund 10 m mächtigen gebankten Kalken mit reichlich Algen und Fusuliniden. Mit dieser Kalkabfolge endet die Obere Kalkreiche Schichtgruppe.

Die nun folgende Serie, die aus meist schräggeschichteten Quarzkonglomeraten, Sandsteinen und Siltsteinen aufgebaut und am Abstieg zur Einsattelung schön aufgeschlossen ist, wird bereits der Oberen Kalkarmen Schichtgruppe (Carnizza-Formation) zugerechnet. Vereinzelt eingeschaltete, meist siltige Tonschiefer führen selten fossile Pflanzenreste, so z. B. direkt am Steig bei Grenzstein p94. Einige Meter unterhalb bzw. südöstlich von Grenzstein p94 ist auch eine wenige Meter mächtige, gebankte Kalkabfolge eingeschaltet. Im Bereich der Einsattelung selbst fehlen Aufschlüsse. Der Bergrücken östlich der Einsattelung (Kote 1885) wird bereits aus Kalken des Unterperms (Untere Pseudoschwagerinenkalke) aufgebaut.

Ablagerungsmilieu der Auernigschichten

In diesem Kapitel soll der Frage nachgegangen werden, unter welchen Bedingungen die Sedimente der Auernigschichten abgelagert wurden.

Zunächst sei festgehalten, daß es sich durchwegs um flachmarine Schelfsedimente und um küstennahe Ablagerungen handelt.

Die Ablagerung der grobkörnigen Basisbildungen erfolgte teilweise in Form von submarinen Schlammströmen (Geröllschiefer), vielleicht auf sogenannten „Fan-deltas“, d. h. auf ganz flachen Schuttfächern, die weit in das Meer hineinreichen. Die rein untergrundbezogene Zusammensetzung der Basisbildungen weist auf relativ kurze Transportstrecken hin.

Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung und fossilführende (Brachiopoden-führende) Siltsteine sind eindeutig mariner Entstehung, abgelagert knapp unterhalb der normalen Wellenbasis, in max. einigen Zehnermetern Wassertiefe.

Ein Teil der Sandsteine und vor allem die Quarzkonglomerate scheinen in sehr flachem Wasser in Küstennähe („Strandkonglomerate“) entstanden zu sein, z. T. vermutlich im Bereich von Flußmündungen in Form von Deltas.

Bei den Anthrazitkohleflözen handelt es sich um „paralische Kohlen“, d. h. um Kohlen, die im Küstenbereich in abgeschnürten flachen Buchten mit ruhigem, vermutlich brackischem Wasser gebildet wurden. In diesen Bereichen konnte sich unter den günstigen klimatischen Voraussetzungen eine üppige Vegetation entwickeln. Aus den abgestorbenen Pflanzenresten entstanden Torfhorizonte, die im Laufe der Erdgeschichte zu Anthrazitkohle umgewandelt wurden.

Die Algen- und Fusulinenkalke sind ebenfalls Flachwasserbildungen, abgelagert im Subtidal, das ist unterhalb des Gezeitenbereiches, und im Intertidal, das ist im Gezeitenbereich. Die Algen bildeten lokal „Stillwasser-Bioherme“¹⁹, die sich in ruhigen, vor stärkerer Wasserströmung geschützten Lagunen entwickeln konnten.

¹⁹ Bioherme sind riffähnliche Gesteinskörper organischer Entstehung, in diesem Fall Algen-Bioherme.

Kontinentale Sedimente konnten innerhalb der Auernigsschichten bisher nicht festgestellt werden.

Der oftmalige Wechsel von Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen, Tonschiefern und Karbonatgesteinen scheint tektonisch kontrolliert zu sein. Durch bruchtektonische Bewegungen, die zur Herausbildung der einzelnen Molassebecken geführt haben und während des gesamten Oberkarbons, bis in das Perm andauerten, kam es immer wieder zu einer ruckartigen Absenkung des Ablagerungsraumes bzw. Heraushebung des Hinterlandes. Dies führte jeweils zu einer Verstärkung des Reliefs und der Reliefenergie und damit zu einer Anlieferung größerer Materials, z. B. kiesiger Sedimente, die heute als Konglomerate vorliegen.

Zwischen den einzelnen tektonischen Phasen wird das Relief wieder ausgeglichen, es gelangen feinkörnigere Sedimente zur Ablagerung. Bei sehr geringer Anlieferung klastischen Materials wird der Ablagerungsraum schließlich von Algen und verschiedenen anderen Organismen besiedelt, was zur Bildung der fossilreichen Kalke führt.

Zusätzlich können auch klimatisch bedingte Meeresspiegelschwankungen für den Wechsel in der Lithologie verantwortlich sein, vielleicht auch beides. Denn zu dieser Zeit gab es auf der Südhälfte der Erde ausgedehnte Vereisungen („Permokarbone Vereisung“). Und Klimaschwankungen, verbunden mit Abschmelzen oder Anwachsen der Eismassen, können bereits in geologisch sehr kurzen Zeiträumen zu beträchtlichen Schwankungen des Meeresspiegels im Meter- bis Zehnermeterbereich führen.

Genauere Aussagen über die Ursachen des ständigen Wechsels in der Lithologie werden erst nach einer detaillierten sedimentologischen Analyse der Auernigsschichten möglich sein.

Alter der Auernigsschichten

Die für die stratigraphische Einstufung der Auernigsschichten wichtigen Fossilien sind Fusuliniden, Brachiopoden, Trilobiten und Pflanzenreste.

Die Trilobiten- und Brachiopodenfauna der Waidegg-Formation aus der Umgebung der Waidegger Alm ermöglichte eine Einstufung der Sedimente in das Kasimovium, in das tiefere Stefan.

Die derzeit wichtigsten Fossilien für die zeitliche Einstufung der Auernigsschichten (und der darüber folgenden unterpermischen Sedimente der Rattendorfer Gruppe) sind Fusuliniden (Großforaminiferen).

Die ältesten Fusuliniden aus den basalen Auernigsschichten sind dem obersten Teil der Moskauer Stufe, also dem höheren Westfal, zuzurechnen. Der Hauptteil der Basalbildungen bis einschließlich dem tieferen Teil der Unteren Kalkreichen Schichtgruppe wird mit Hilfe der Fusuliniden in das Kasimovium eingestuft. Der Hauptteil der Auernigsschichten, der obere Teil der Unteren Kalkreichen Schichtgruppe bis einschließlich der Oberen Kalkarmen Schichtgruppe, entspricht zeitlich dem Gzhelium, dem oberen Stefan.

Zur Grenzziehung Karbon–Perm ist noch anzumerken, daß bislang keine einheitliche internationale Definition existiert. Die Auffassungen bezüglich der Grenzziehung gehen z. T. stark auseinander.

Je nach Definition sind Teile der Oberen Kalkarmen Schichtgruppe entweder schon dem untersten Perm zuzuordnen, oder die Karbon/Perm-Grenze liegt erst innerhalb der Unteren Pseudoschwagerinenkalke, die über den Auernigsschichten folgen.

Wo immer die biostratigraphische Grenze in Zukunft auch gezogen wird, lithologisch lassen sich die Auernigsschichten klar von den darüber folgenden Unteren Pseudoschwagerinenkalken abtrennen.

Weiterführende Literatur (Auswahl) und geologische Karten: Van AMEROM et al. (1983), BERGER (1960), BOECKELMANN (1985), BOERSMA & FRITZ (1984), CANAVAL (1910), FENNINGER et al. (1971, 1976), FENNINGER & STATTEGGER (1977), FRECH (1894), FRITZ & BOERSMA (1981, 1984b, 1984c), GAURI (1965), HAHN & HAHN (1987), HERITSCH (1939), HERITSCH & HERITSCH (1941), KAHLER (1947, 1983, 1985), KAHLER, HERITSCH & METZ (1933), KAHLER, PREY & HERITSCH (1959), KAHLER & PREY (1963), LEDITZKY (1973), SCHÖNLAUB (1979, 1985b, 1987, 1988).

DAS KARBON DER KARAWANKEN

Im südalpinen Anteil der Karawanken ist ebenfalls Karbon aufgeschlossen, und zwar in ähnlicher Ausbildung wie in den Karnischen Alpen.

Im Unterschied zu den Karnischen Alpen sind die Karawanken hauptsächlich aus Triasgesteinen aufgebaut. Paläozoikum tritt nur im Eisenkappler und Seeberger Aufbruch sowie in kleineren Aufschlüssen entlang der Periadriatischen Naht zutage.

Am besten aufgeschlossen ist das Karbon der Karawanken im Raum Trögern, von wo es in einem Streifen nach Osten, das Vellachtal querend, bis in den Bereich St. Leonhard–Heiligeistsattel zieht und sich jenseits der Staatsgrenze fortsetzt. Weitere Aufschlüsse finden sich im Kotschnatal südlich von Bad Vellach im Bereich Lesnik–Lesniksattel. Entlang der Periadriatischen Naht ist das Karbon ebenfalls an vielen Stellen aufgeschlossen, doch sind die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht und die einzelnen Karbonvorkommen tektonisch stark gestört.

Auch in den Karawanken reicht die Karbonatfazies des Devon stellenweise in das Unterkarbon (Visé) hinauf, und zwar in Form von Knollenkalken, ähnlich den Cephalopodenkalken der Karnischen Alpen.

Das tiefste Unterkarbon ist ebenfalls nur lückenhaft mit Aufarbeitungshorizonten in Form von Konglomeraten entwickelt. Hier scheint die bretonische Phase sogar noch etwas stärker wirksam gewesen zu sein als in den Karnischen Alpen.

Über verschieden altem Untergrund setzten dann die Hochwipfelschichten in Form einer monotonen Abfolge gut gebankter Grauwacken, Siltsteine und Tonschiefer ein. Die Grauwacken enthalten als

Gesteinsbruchstücke auch Spilite²⁰, die in den Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen weitgehend fehlen. An sedimentären Strukturen sind Gradierung, verschiedene Sohlmarken (Belastungsmarken, Strömungsmarken, Schleifmarken), Schrägschichtung und Wickelschichtung zu beobachten. Vereinzelt sind auch Parakonglomerate²¹, syndementäre Rutschmassen und Lyditbreccien eingeschaltet.

Aus den feinkörnigen Sedimenten ist eine typische Flysch-Spurenfossilvergesellschaftung bekannt mit *Dictyodora liebeana*, *Paläodictyon*, *Nereites*, *Phycosiphon*, *Lophoctenium*.

Altersmäßig wird der Hochwipfelschicht der Karawanken, der „Trögener Flysch“, im wesentlichen in das Namur eingestuft und reicht vermutlich bis in das tiefere Westfal hinauf.

Über den Hochwipfelschichten folgen wie in den Karnischen Alpen Molassesedimente des Oberkarbon in Form der Auernigsschichten, die wiederum aus einer Wechselfolge von Quarzkonglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen, Tonschiefern und fossilreichen Kalken²² aufgebaut sind.

Tonschiefer sind stellenweise ebenfalls sehr fossilreich: Brachiopoden (Productiden), Trilobiten, Goniatiten, Crinoidenreste, Einzelkorallen, Bryozoen (*Fenestella*), Gastropoden, Lamellibranchiaten und vereinzelt fossile Pflanzenreste. Als Spurenfossil ist *Zoophycos* vertreten.

Vermutlich sind es auch in den Karawanken durchwegs deltaisch-flachmarine Sedimente. Eine moderne sedimentologische und paläontologische Bearbeitung der Auernigsschichten ist in den Karawanken noch ausstehend. Leider sind die Aufschlußverhältnisse wesentlich schlechter als in den Karnischen Alpen, mächtigere, zusammenhängende Profile sind nicht bekannt.

Altersmäßig reichen die Auernigsschichten auf Grund von Conodontenfunden mindestens bis in das Westfal D hinunter, sind aber größtenteils dem Stefan zuzuordnen.

²⁰ Leicht metamorphe basische Magmatite.

²¹ Konglomerate mit einem hohen Anteil an toniger Grundmasse, die Gerölle berühren sich nicht gegenseitig, sondern schwimmen in der Grundmasse.

²² Fusulinenkalk mit Brachiopoden, Gastropoden, Korallen, Crinoidenresten, Algen und selten sogar Conodonten.

Weiterführende Literatur und geologische Karten: ANDERLE (1977), BAUER (1982, 1985), TESSENSOHN (1968, 1971).

LITERATUR

- VAN AMEROM, H. W. J., G. FLAJS & G. HUNGER (1983): Die Flora der „Marinelli-Hütte“ (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Meded. Rijks Geol. Dienst 37:21–50, Amsterdam.
- ANDERLE, N. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 201–210, Villach-Abling (mit Erläuterungen), 1:50.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BAUER, F. K. (1982): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich, Karawanken, Ostteil, 1:25.000 (3 Blätter, mit Erläuterungen), Geologische Bundesanstalt, Wien.
- (1985): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich, Karawanken, Westteil, 1:25.000 (3 Blätter), Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BERGER, W. (1960): Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigsschichten (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A. 1960:253–261, Wien.
- BOECKELMANN, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon–Perm; Karnische Alpen). – FACIES 13:155–174, Erlangen.
- BOERSMA, M., & A. FRITZ (1984): *Kahleria carinthiaca* nov. gen., nov. spec. (INCERTAE SEDIS) aus Stefan-Schichten der Kronalpe (Kärnten, Österreich). – Carinthia II, 174./94.:177–188, Klagenfurt.
- CANAVAL, R. (1910): Anthrazit in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, 100:250–256, Klagenfurt.
- ENNER, C. (1983): Zur Petrographie von Gneisgeröllen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A. 126:215–217, Wien.
- FELSER, K. O. (1936): Die Badstub-Breccie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – Zentralbl. Mineral. Geol. Paläont., B. 8:305–308, Stuttgart.
- FENNINGER, A., H. W. FLÜGEL, H.-L. HOLZER & H. P. SCHÖNLAUB (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profiles (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A. 1971:637–642, Wien.
- FENNINGER, A., H. P. SCHÖNLAUB, H. L. HOLZER & G. FLAJS (1976): Zu den Basisbildungen der Auernigsschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. 1976:243–255, Wien.
- FENNINGER, A., & K. STATTEGGER (1977): Schwermineraluntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofils (Naßfeld, Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A. 1977:367–374, Wien.
- FLÜGEL, H. W., & M. G. KODSI (1968): Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1968:1–5, Wien.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. – Halle, Max Niemeyer, 514 Seiten.
- FRITZ, A., & M. BOERSMA (1981): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1981. Beitrag 2: Pflanzengroßreste aus dem Stefan (Oberkarbon) der Schulter, Karnische Alpen. – Carinthia II, 171./91.:387–414, Klagenfurt.
- (1983): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beiträge 3 und 4. – Carinthia II, 173./93.:19–41, Klagenfurt.
- (1984a): Beitrag zur Oberkarbonflora der Königstuhl-Nordwand, Aufsammlung Dr. E. EBERMANN. – Carinthia II, 174./94.:267–286, Klagenfurt.
- (1984b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 6: Ofenalm (Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, 174./94.:9–20, Klagenfurt.
- (1984c): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 9: Krone (Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, 174./94.:145–175, Klagenfurt.
- GAURI, K. L. (1965): Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., Sonderband 11:1–94, Wien.
- VON GÖSEN, W., K. H. HAIGES, F. NEUBAUER, J. PISTOTNIK & F. THIEDIG (1985): Die

- tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – Jb. Geol. B.-A. 127:693–699, Wien.
- HAHN, G., & R. HAHN (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A. 129:567–619, Wien.
- HERITSCH, F. (1939): Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. – Geol. Rdsch., 30:529–587, Stuttgart.
- HERITSCH, F., & H. HERITSCH (1941): Lydite und ähnliche Gesteine aus den Karnischen Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien 34:127–164, Wien.
- JONGMANS, W. (1938): Die Flora des „Stangalpe“-Gebietes in Steiermark. – C. R. deux Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935, 3:1259–1298.
- KAHLER, F. (1947): Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Südosteuropa und Asien. – Carinthia II, 136./56.:59–76.
- (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft 41:1–107, Klagenfurt.
- (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, Sonderheft 42:1–93, Klagenfurt.
- KAHLER, F., F. HERITSCH & K. METZ (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien 26:162–189, Wien.
- KAHLER, F., & K. METZ (1955): Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A. 1955:253–260, Wien.
- KAHLER, F., S. PREY & H. HERITSCH (1959): Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen, 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KAHLER, F., & S. PREY (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – Geologische Bundesanstalt, Wien, 116 Seiten.
- KODSI, M. G., & H. W. FLÜGEL (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia II, 160./80.:7–17, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1988): Ein geologischer Streifzug durch Kärnten. – Carinthia II, 178./98.:141–170, Klagenfurt.
- (1989): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – Carinthia II, 179./99., 2. Teil.
- LEDITZKY, H. P. (1973): Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und Zollnersee in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, 163./83.:169–177, Klagenfurt.
- LIEGLER, K. (1970): Das Oberkarbon-Vorkommen der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Carinthia II, 160./80.:27–44, Klagenfurt.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A. 33:1–124, Wien.
- (1985a): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A. 127:673–692, Wien.
- (1985b): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 197, Kötschach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- (1987): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 198, Weißbrich. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- (1988): Vom Urknall zum Gailtal. 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der Karnischen Region (Führer zum Geotrail, mit geol. Karten). – Hermagor, 169 Seiten.
- SCHWINNER, R. (1938): Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – C. R. deux Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935, 3:1171–1257.
- SIEBER, R. (1972): Zur Paläoökologie der unterkarbonischen Bivalvenfauna von Nötsch (S Bleiberg) in Kärnten. – Ann. Naturhis. Mus. Wien 76:491–498, Wien.

- TENCHOV, Y. (1978a): Stratigraphy of the Carboniferous from Stangalps, Austria. – *Geologica Balcanica* 8:105–110, Sofia.
- (1978b): Carboniferous Flora from Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – *Geologica Balcanica* 8:89–91, Sofia.
- (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – *Verh. Geol. B.-A.* 1980:161–174, Wien.
- TESSENSOHN, F. (1968): Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 2:100–121, Stuttgart.
- (1971): Der Flyschtrogl und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 138:169–220, Stuttgart.
- (1972): Einige neue Beobachtungen im Karbon von Nötsch, Kärnten. – *Carinthia II*, 162./82.:143–147, Klagenfurt.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I. Die Zentralalpen. – F. Deuticke, Wien, 766 Seiten.

DANK

Der Verfasser dankt sehr herzlich Herrn Univ.-Prof. Dr. Adolf FRITZ (Klagenfurt) für anregende Diskussionen und die Bereitstellung von Fotomaterial zu den fossilen Pflanzenresten (Abb. 1–10), Herrn Univ.-Prof. Dr. Gerhard HAHN (Marburg) für die freundliche Bereitstellung eines Trilobiten-Fotos (Abb. 20) und Herrn Univ.-Doz. Dr. Werner RESCH (Innsbruck) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich sei an dieser Stelle herzlichst für die finanzielle Unterstützung der wissenschaftlichen Untersuchungen (Projekt Nr. 5545 und 6651E) gedankt, die der Verfasser an den Karbonvorkommen Kärntens durchführt.