

## Die Cellonetta-Lawinenrinne und die Pflanzenfundpunkte der Kronalpe (Karnische Alpen)

Hans Peter SCHÖNLAUB<sup>1</sup> & Bernhard HUBMANN<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geologische Bundesanstalt Wien, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

<sup>2</sup>Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

### (A) Die Karnischen Alpen im Überblick

Die Karnische Region ist geprägt durch das Aneinandergrenzen dreier Länder: Kärnten, Friaul und Osttirol. Hier vermischen sich drei Kulturkreise: der germanische, der slawische und der romanische. Umrahmt wird die Szene von drei Gebirgen: den Karnische Alpen, den Gailtaler Alpen und den Lienzer Dolomiten. Einwandernde indogermanische Stämme haben die Alpenregion nach einem vor ihnen hier ansässigen Volksstamm *Alp* genannt und daraus *Albh* geformt, was soviel wie „weiß“ heißt. Vermutlich waren damit die schneebedeckten Gipfel der Berge gemeint. Das Wort *Karn* bzw. das Adjektiv *karnisch* leitet sich von *Karr* ab, das Gestein oder Fels bedeutet: „Karnische Alpen“ heißt in der ursprünglichen Form also „Weißes Felsengebirge“.

Nach dem Besuch des berühmten Naturforschers Christian LEOPOLD VON BUCH (1774-1853) im Jahre 1824 wurde die naturwissenschaftlich gebildete Fachwelt erstmals auf die Karnischen Alpen aufmerksam. BUCH bereiste nicht nur das Lesachtal und den Plöckenpaß, sondern zeichnete auch die erste geologische Karte über dieses Gebiet mit der Überschrift „*Das Gebirge zwischen Drau- und Gailthale in Kärnten*“. Die Kellerwand muss ihn besonders beeindruckt haben, denn er beschrieb sie als „*ungeheure Wand, viele tausend Fuß hoch, von sonderbaren Anblicke, durch unzählige, wenige Zoll hohe Schichten, von unten bis oben. Der Kalkstein ist dicht, rauchgrau, feinsplittrig, nicht Dolomit und ihm auch nicht ähnlich*“.

Das geowissenschaftliche Interesse an der Karnischen Region sollte ab diesem Zeitpunkt nicht mehr erlahmen. Heute gilt sie als eines der geologisch am besten untersuchten Gebiete der Erde. Weit über 1000 wissenschaftliche Veröffentlichungen zeugen davon. Unter diesen Publikationen finden sich auch zahlreiche Exkursionsführer in unterschiedlichen Sprachen. Die hier vorliegenden Exkursionsunterlagen sind speziell für die ÖPG-Jahrestagung zusammengestellt und sollen einen Überblick über den komplexen Aufbau des Gebietes geben. Quellen weiterführender Darstellungen und entsprechende Literaturangaben können die Arbeiten von FENNINGER et al. (2000), HERITSCH (1943), KRAINER (1992), KREUTZER (1990, 1992), SCHÖNLAUB (1980, 1985, 1991, 1993, 1997, 2000), SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) und SCHÖNLAUB & HISTON (2000) entnommen werden.

Die Karnischen Alpen bilden zusammen mit den Karawanken den Grenzkamm im Süden des österreichischen Staatsgebietes. Der Gebirgszug der Karnischen Alpen ist eine etwa 7 bis 8 km breite Gebirgskette, die über eine Strecke von 190 km von Sillian bis Arnoldstein reicht. Eine markante Störungszone, das Periadriatische Lineament trennt das Paläozoikum des Südens von Kristallin, karbonischen Sedimentgesteinen und permomesozoischem Deckgebirge im Norden (Drauzug, Nordkarawanken). Diese markante Störung stellt zugleich die Grenze zwischen dem Ostalpin und dem Südalpin dar.

Vorwiegend südlich der Staatsgrenze befindet sich das breite Bergland, das aus der auf dem Paläozoikum abgelagerten südalpinen Trias besteht. Durch einen Querbruch, die Gailitzer Furche, abgesetzt, folgen östlich von Arnoldstein die Westkarawanken als Fortsetzung der Karnischen Alpen. Wie im Westen bilden hier ebenfalls paläozoische Gesteine den Sockel jüngerer Sedimente, doch sind letztere so weit nach Norden vorgeschoben, dass die ältere Unterlage gegen Osten zu auf einen immer schmaler werdenden Streifen reduziert bzw. von neogenen Ablagerungen bedeckt wird.

Das südalpine Paläozoikum scheint eine vermittelnde biogeographische Stellung in der Paläotethys darzustellen: Oberordovizische Brachiopoden zeigen Beziehungen zu Böhmen, nach Südeuropa und nach Nordafrika, der Charakter der silurischen Faunen

entspricht der Vorstellung einer einheitlichen Faunenentwicklung in dieser Zeit. Trilobiten des Unterdevons weisen auf eine Mischung von herzynischen und uralo-tianschanischen Faunenelementen auf. Im Oberkarbon sind speziell in der Brachiopoden- und Fusulinenfauna deutliche osteuropäische Einflüsse bemerkbar, während die Flora Beziehungen zu Westeuropa und zu Asien aufweist.

### Die paläozoische Schichtfolge

Die paläozoische Schichtfolge (Abb.1) lässt sich traditioneller Weise in einen mittleres/oberes Ordovizium bis Unterkarbon umfassenden „Unterbau“ und einen oberkarbonen bis oberpermischen „Oberbau“ gliedern, wobei die variszische Orogenese das trennendes Element beider Entwicklungsabschnitte darstellt.

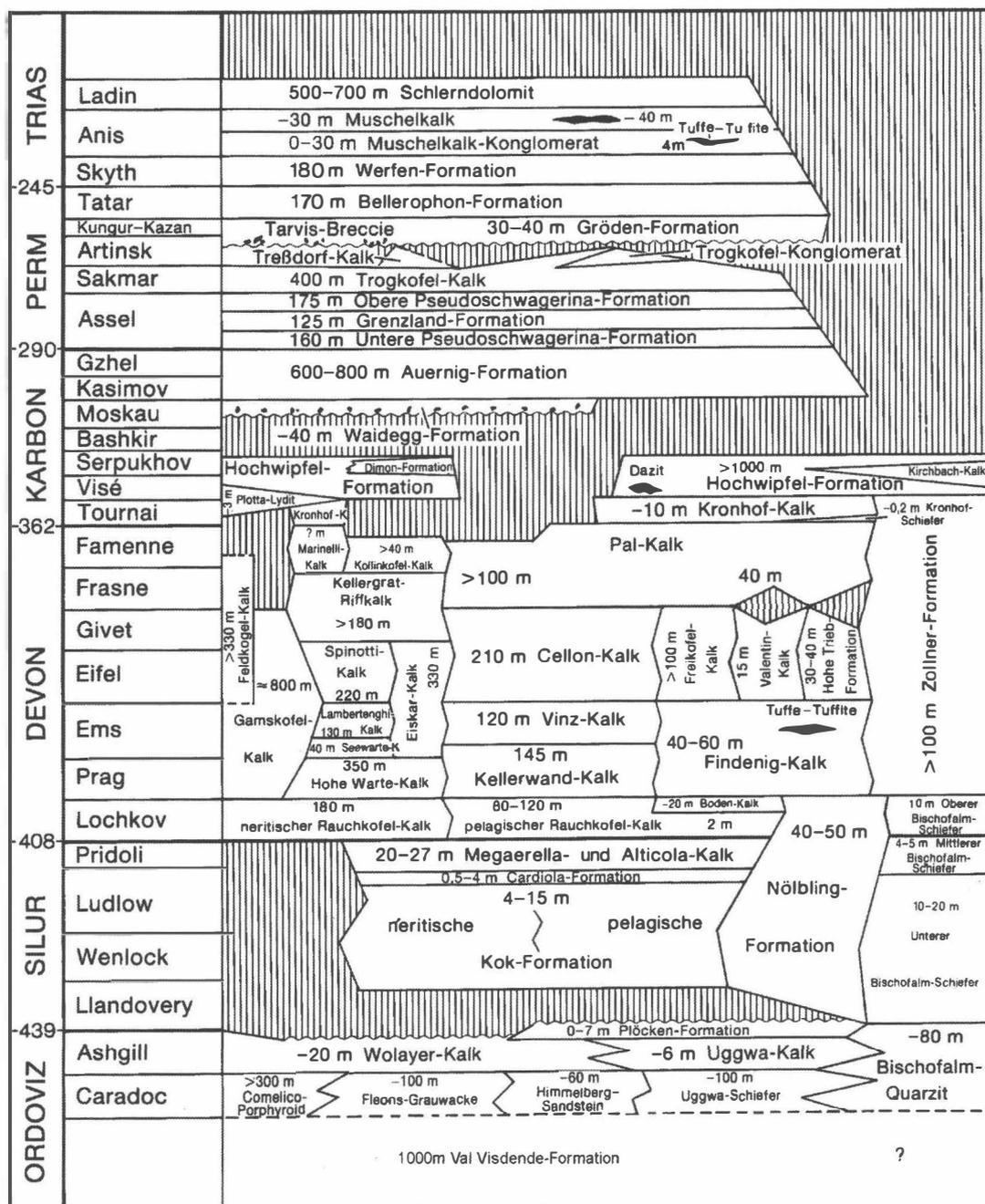


Abb. 1: Stratigraphische Tabelle der Karnischen Alpen nach SCHÖNLAUB (1985) und KREUTZER (1992)

## (a) Der „Unterbau“

### Ordovizium

Der basale Anteil der Schichtfolge besteht aus biostratigraphisch nicht fassbaren pelitischen Sedimenten, die möglicherweise unterordovizisches Alter aufweisen. Ab dem im Mittel- und älteren Oberordovizium ist ein bimodaler Vulkanismus, der sich auf Rhyodazite und Rhyolite bzw. mildakalische Basalte zurückführen lässt entwickelt. Diese zu Metavulkaniten umgewandelten Gesteine liegen heute als Porphyroide (Comelico-Porphyr) und Diabaslagergänge vor. Abtragungsprodukte dieses Vulkanitkomplexes bauen die bis 100 m mächtige vulkanoklastische Abfolge der Fleons-Formation auf, die proximal aus Konglomeraten besteht, an welche lateral vulkanogene Grauwacken und quarzitisches Gesteine anschließen. Am anderen distalen Ende des Sedimentationsbeckens wurde die Val Visede-Formation abgelagert, eine Abfolge von örtlich bis 1000 m mächtigen Tonschiefern, laminierten Sand/Siltsteinen, Arkosen, Quarziten und Grauwacken. Dieses Modell wird sowohl durch Sedimentstrukturen als auch durch einzelne Fossildaten gestützt. Östlich des Valentingrabens ist kein vulkanischer Einfluss mehr gegeben. Hier liegt das Hauptverbreitungsgebiet der lokal reichlich Bryozoen-, Trilobiten-, Hyolithen-, Gastropoden- und Cystoideen-führenden Uggwa-Schiefer. Diese feinsiliziklastische Abfolge dominiert im jüngeren Caradocium und älteren Ashgillium und wird lokal entweder über das gesamte Caradocium oder wird im Hangenden von einer Sandsteinfohle, den Himmelberg Sandsteinen, abgelöst. Beide Schichtglieder werden im älteren Ashgillium in Abhängigkeit vom Paläorelief von einer hauptsächlich mit Cystoideen und Bryozoen dominierten bioklastischen Flachwasserentwicklung (Wolayer-Kalk) oder einer küstenfernen Flaserkalkfazies (Uggwa-Kalk) überlagert. Gegen Ende des Ordoviziums weltweit wirksam werdende glazieostatische Meeresspiegelabsenkungen drücken sich in den Karnischen Alpen im Erscheinen küstennaher gröberklastischer Sedimente (Plöcken-Formation) aus. Lokal fällt der Ablagerungsraum sogar für mehrere Millionen Jahren trocken.

Biofazielle und lithologische Daten deuten für das Oberordovizium Faunenbeziehungen zu den in niederen Breiten gelegenen Räumen von Baltica und Avalonia (Britische Inseln) an. Zeitweise ist aber auch ein Kaltwassereinfluss mit Formen aus in höheren Breiten beheimateten (nordafrikanischen) Organismenassoziationen (Hirnantia-Elemente) bemerkbar. Diese Tatsache unterstützt zusammen mit neuen paläomagnetischen Daten eine Einordnung des Ablagerungsraumes der Karnischen Alpen im Bereich 40 und 50° südlicher Breite für das Oberordovizium.

### Silur

Das transgressive Silur beginnt im tieferen Llandoveryum (*Akidograptus acuminatus*-Zone) und liegt zwar immer konkordant, meist aber diskonform über ordovizische Gesteine. In Abhängigkeit von den Intensitäten vorangegangener Vertikalbewegungen treten Schichtlücken unterschiedlicher Dauer auf. Auffallende Gegensätze bestehen während des Llandoveryums: So können die Äquivalente dieses Zeitabschnittes auf wenige Dezimeter kondensiert sein oder völlig fehlen: Im Cellon-Profil gibt es Horizonte mit Indizien für zeitweiliges Trockenfallen, während zeitgleich im Nöblinggraben Graptolithenschiefer mit Mächtigkeiten von 50-60 m entwickelt sind. Daraus folgt, dass in erster Linie tektonische Ereignisse das Bild des Silurs prägen. Geröllhorizonte mit Kristallinkomponenten, Rutschstrukturen und gradierte Bänke unterstützen diese Vorstellung.

Generell lässt sich das Silur der Karnischen Alpen in vier verschiedene Faziesbereiche einteilen, die unterschiedliche Ablagerungstiefe und unterschiedliche hydrodynamische Charakteristika erkennen lassen. Danach ist die Wolayer Fazies durch silurische Schichtfolgen im Schwellenbereich charakterisiert, die Plöckener Fazies setzt hingegen normal an der Basis des Silurs ein, ist jedoch innerhalb des Llandoveryums sehr kondensiert und lückenhaft. Sie wird durch einen bunten Wechsel verschiedener Kalktypen, insbesondere im tieferen Teil gekennzeichnet. Die Bischofalm Fazies stellt die Graptolithenschiefer-Entwicklung dar, die je nach Kalkgehalt Übergänge zur Plöckener Fazies zeigen kann. Im allgemeinen repräsentieren aber die schwarzen, silikatischen Schiefer, Lyditabfolgen und Alaunschiefer ein wenig bewegtes, stagnierendes Meeresbecken. Die Findenig Fazies nimmt eine intermediäre Stellung zwischen den flachmarinen und kondensierten Ablagerungen und der Beckenfazies ein. Sie besteht aus einer Wechselfolge von schwarzen Graptolithenschiefern, mergeligen Kalken und Sandsteinen.

Die gegenüber dem Ordovizium reichhaltigere Fauna beinhaltet in den obersten Abschnitten auch tabulate und rugose Korallen. Zusätzlich zu den stromatolithisch/trombolithischen Strukturen und (Eisen)Ooiden weisen sie auf wärmere Temperaturen des Meerwassers hin.

## Devon

Kennzeichnendstes Merkmal des Devons ist die Faziesheteropie, die in den Südalpen im zeitgleichen Nebeneinander von Biogenschuttkalken mit Riffknospen, instabilen Flankensedimenten, Resedimenten, bituminösen Kalken, stark kondensierten Cephalopodenkalken und einer vom Silur fortdauernden Schiefer-Lydit-Fazies zum Ausdruck kommt. Dementsprechend gliederte sich der devonische Sedimentationsraum in Flachwasserareale mit zeitweiliger Riffbildung von oft großer Mächtigkeit (viele hundert Meter), Lagunen und dazwischen liegende Becken.

Ab dem Ende des Lochkoviums setzt sich in den Gebieten, in denen Flachwasserbedingungen herrschen eine  $\pm$  stabile Situation bis in das Frasnium (obere *gigas*-Zone) ein. Es hält hier eine kontinuierliche Entwicklung von Flachwasser-Karbonaten (südliche Flachwasser-Fazies der Kellerwanddecke) von über 1000 m Mächtigkeit an. Ab dem Lochkovium bilden sich fleckenförmige, kleindimensionale patch-reefs, die ab dem Pragian prominenter in ihrer Größe und Faunendiversität werden. Während im Norden die Sedimentation pelagischer Karbonate (Rauchkofel, Hoher Trieb) anhält, entstehen im Süden typische Sedimente der Gezeitenzone (Biegengebirge, Gamskofel). In einer Zone zwischen diesen Faziesräumen befindet sich ein „Riffgürtel“ (Kellerspitzen, Hohe Warte), dessen Organismen im Givetium bis Frasnium ihre Blütezeit erlebten und auf dem langsam sinkenden Untergrund Sedimentmächtigkeiten von über 1000 Meter hinterließen.

Ab dem Frasnium wird die riffgestaltende Korallenfauna artenärmer, in der Riffrandfazies dominieren Stromatoporen, vergesellschaftet mit *Renalcis*. In der Unteren *gigas*-Zone sind die Riffe bereits „ertrunken“. Sie werden im Famennium von Mikriten und syntektonischen Lithoklast-Brekzien überlagert. In nur kurzer Distanz zu dem voran skizzierten Flachwasserraum entwickeln pelagische Karbonate (pelagische Karbonat-Fazies der Rauchkofeldecke) lediglich Mächtigkeiten von maximal 100 m. Eine intermediäre Stellung zu beiden Ablagerungsräumen nimmt die Übergangs-Fazies der Cellondecke ein. Jenseits der klastischen Stillwasser-Fazies der Bischofalmdecke existiert zusätzlich in der heutigen Feldkogeldecke eine bis ins Oberdevon persistierende nördliche Flachwasser-Fazies. Im

Famennium setzt eine transgressive Phase ein, die in der mittleren *crepida*-Zone kurz unterbrochen wird. Schließlich werden im Unterkarbon alle karbonatischen Faziesräume durch geringmächtige Cephalopodenkalke (Kronhof-Kalk) plombiert. Mit dem Einsetzen der Flyschsedimentation der Hochwipfel-Formation im Viseium über den Kronhof-Kalk findet die karbonatische Entwicklung des Altpaläozoikums der Karnischen Alpen ihr Ende.

## Karbon

Das Präflysch-Stadium des älteren Unterkarbons stellt die Fortführung der pelagischen Sedimentation des Oberdevons dar. Diese Sedimente überschreiten die Grenze Devon/Karbon ohne merkbare Diskontinuität. Lokal fand Sedimentation bis in die *Scaliognathus anchoralis*-Zone (*Pericyclus*-Stufe) statt, die Mehrzahl der Profile endet allerdings früher; in einigen Fällen wird die Frasnium/Famennium-Grenze nicht überschritten.

Der Umbau des Sedimentationsraums zum Flyschtrog bewirkte eine tiefgreifende Aufarbeitung des älteren Untergrundes, die in Form von Winkeldiskordanzen, Karstreliefs, Spaltenbildungen, sowie Brekzien- und Kalkgeröllhorizonten evident wird. Im Unterkarbon III/3, sicher aber vor den transgressiv auflagernden Kalken der *Paragnathodus nodosus*-Zone ist der Umbau abgeschlossen. Im Anschluss setzte infolge der Reliefumkehr zwischen dem Hinterland und der „Karnischen Geosynklinale“ die Ablagerung von klastischen Tiefseesedimenten über den Karbonaten des Devons und Unterkarbons im höchsten Unterkarbon (cu II $\beta$ / $\gamma$ ) ein. Diese als „Hochwipfelflysch“ bezeichneten klastischen Tiefseesedimente wurden in einem relativ schmalen ozeanischen Becken abgelagert. Biostratigraphische Fixpunkte innerhalb des Hochwipfelflysches lieferten palynologische Daten, die einen zeitlichen Umfang von Namurium B bis Westfalium B angeben. Neben Sporen treten vereinzelt Pflanzenreste und Spurenfossilien auf.

Lithostratigraphisch wird das Hochwipfelkarbon in den Karnischen Alpen in die Hochwipfel-Formation und die auf italienisches Staatsgebiet beschränkte Dimon-Formation die im Hangenden der Hochwipfel-Formation folgt, untergliedert. Lithofaziell stellen die Gesteine eine mindestens 1000 m mächtige Abfolge klastischer Tiefseesedimente, aufgebaut aus verschiedenen Typen von Turbiditen, submarinen Debris Flows und Mudflows und untergeordnet feinkörnigen, hemipelagischen Sedimenten dar. Im höheren Teil (Dimon-Formation) sind saure bis intermediäre und basische Vulkanite eingeschaltet.

Die Schüttung der turbiditischen Sequenzen ist meist longitudinal nach Westen, zuweilen aber auch nach Osten ausgerichtet. Dieses Bild deutet auf einen Trog mit Ost-West-Achse, in den Turbidite fächerförmig einfließen und sich longitudinal einpendelten. Das Material der Flyschsedimente ist größtenteils untergrundbezogen. Daneben finden sich in den Karnischen Alpen und in den Karawanken Hinweise auf schwach- bis mesometamorphe Liefergebiete.

### (b) Der „Oberbau“

#### Jüngeres Oberkarbon

Die transgressive Auflage der spät- bis postorogenen (spät- bis postvariszischen) Molassesedimente über dem gefalteten und verschuppten Unterbau ist in den Südalpen seit langem bekannt. Diese Sedimente, die lokale und an Brüche gebundene Senken auffüllten und

zumeist mit einer klassischen Winkeldiskordanz das variszische Basement überlagern, werden als Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe bezeichnet.

Zur Bombaso-Formation („Waidegg-Formation“) werden überwiegend grobklastische, unreife Sedimente zusammengefasst, die aus Komponenten des unmittelbar unterlagernden variszischen Basements zusammengesetzt sind und als „Fan-Deltas“ abgelagert wurden.

Die Auernig-Gruppe wird intern vom Liegenden ins Hangende in folgende Formationen gegliedert: Meledis-Formation („Untere Kalkarme Schichtgruppe“), Pizzul-Formation („Untere Kalkreiche Schichtgruppe“), Corona-Formation („Mittlere Kalkarme Schichtgruppe“), Auernig-Formation („Obere Kalkreiche Schichtgruppe“) und Carnizza-Formation („Obere Kalkarme Schichtgruppe“). Diese Gruppen weisen mit ihrem klastisch-karbonatischen Gesteinsinventar auf ein sturmbeeinflusstes Schelfmeer als Bildungsbereich hin. Fazial können quarzreiche Konglomerate des Strand- und oberen Vorstrandbereiches über trogförmig schrägeschichtete Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches, hummocky-schrägeschichtete Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches bis hin zu bioturbaten Siltsteinen, sowie fossilreiche Kalke des offenen Schelfes, die unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert wurden, unterschieden werden. In der Pizzul-Formation und Auernig-Formation treten lokal geringmächtige Algenmounds auf.

Im Gelände markant hervortretend sind im höheren Anteil der Auernig-Gruppe (i.e. Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) trans- und regressive Zyklen mit Mächtigkeiten von 10-40 m entwickelt, die als „Auernigrhythmus“ („Auernig-Zyklotheme“) bezeichnet werden. Die konglomeratische Entwicklung dieser Zyklotheme weist dabei auf den jeweils relativ tiefen Meeresspiegelstand hin, die Kalke markieren relative Meeresspiegelhochstände. Die Entstehung des Auernigrhythmus wird im Zusammenhang mit glazioeustatischen Meeresspiegelschwankungen im Zuge oszillierender Aufbau- und Abschmelzphasen der permokarbonen Gondwana-Vereisung gesehen. Die Zyklendauer wird mit etwa 100.000 Jahren veranschlagt.

Die bis 30 m mächtigen Konglomerat-Einschaltungen weisen einen mehr oder weniger monomikten Geröllbestand auf, wobei Quarz gegenüber Lyditen und kristallinen Geröllen weitaus dominiert. Aufgrund von Schwermineraldaten und der Quarzgerölle werden saure magmatische Ausgangsgesteine angenommen, die aus einem durch die variszische Orogenese geschaffenen Liefergebiet stammen, das sich von dem der Hochwipfel-Formation erheblich unterscheidet.

Dem lithologischen Wechsel folgend, kommt es zu einer mehrfachen Wiederholung von marinen Faunen und Landpflanzen. Kennzeichnende Faunen- und Florenelemente des jüngsten Karbons sind Algen, Fusulinen und andere Foraminiferen, Sphinctozoen, Korallen, Conulaten, Bivalven, Gastropoden, Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten sowie Echinodermaten. Terrestrische Florenelemente treten teilweise gehäuft in feinklastischen Gesteinen auf.

Nach SAMANKASSOU (2002) ist die Kalkentwicklung in der Auernig-Gruppe, obwohl in äquatorialer Nähe zur Ablagerung gekommen, eine charakteristische Kaltwasserbildung. Als Argumente dafür werden hochdiverse Bryozoen-, Brachiopoden-, Crinoiden- und Rotalgen-Vergesellschaftungen zusammen mit Schwammspicula und Entomozoen herangezogen, die indikativ für temperierte Gewässer sind; zudem fehlen mikrofazielle Warmwasserindizien (Ooide, Aggregatkörner, etc.). Die Rahmenbedingungen für die scheinbar widersprüchliche Bildung von „Kühlwasserablagerungen“ in niedrigen Breiten sieht SAMANKASSOU in paläoozeanographischen Veränderungen im Zusammenhang mit großflächigen Vereisungen

auf der Südhemisphäre, welche durch wiederholte kurzzeitige Warmzeiten unterbrochen wurden.

## Perm

Ablagerungen des Perms treten in den Karnischen Alpen und in den Karawanken im Verband mit südalpiner Trias oder von ihr tektonisch getrennt auf. In der Umgebung des Naßfelds erreichen sie Mächtigkeiten bis 1200 m.

Die fast durchwegs flachmarinen permischen Sedimente liegen sowohl in Form von Klastika (Konglomerate, Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer) wie auch Karbonaten (Kalke, Dolomite und Kalk/Mergel) vor, wobei letztere überwiegen. Die Ablagerungen des südalpinen Perms sind mit gut 1000 m wesentlich mächtiger als im Ostalpin. Die Karbonate sind häufig fossilreich, Vulkanische Gesteine fehlen.

Lithostratigraphisch werden folgende Einheiten in den Karnischen Alpen und Karawanken unterschieden:

	Bellerophon-Formation
	Gröden-Formation
	Tarviser Brekzie
Trogkofel-Gruppe mit:	Goggauer-Kalk
	Treßdorfer-Kalk
	Trogkofel-Kalk
Rattendorf-Gruppe mit:	Oberer Pseudoschwagerinenkalk
	Grenzland-Formation
	[Unterer Pseudoschwagerinenkalk]

Die Rattendorf-Gruppe enthält nicht nur klastische und karbonatische Gesteine des älteren Unterperms sondern auch des jüngsten Karbons. So sind die Unterer Pseudoschwagerinenkalke dem jüngeren Gzhelium zuzuweisen, die Grenzland-Formation umfasst das Asselium.

Die bis 160 m mächtigen Unteren Pseudoschwagerinenschichten kennzeichnen aufgrund ihrer litho- und biofaziellen Merkmale zyklische Abfolgen mit transgressiven und regressiven Tendenzen (Klastika, Kalke). Sie stellen Ablagerungen im küstennahen, bathymetrisch gegliederten Innenschelfbereich dar. Ähnlich wie im jüngsten Karbon deuten Schwermineralvergesellschaftungen auf ein Hinterland mit sauren Intrusiv- und schwach metamorphen Gesteinen hin.

Die Grenzland-Formation stellt eine klastische Entwicklung dar, die maximal 125 m mächtig wird. Konglomeratische Einlagerungen innerhalb feinklastischerer Partien sind charakteristisch, während Kalkbänke stark zurücktreten. Genetisch kann sie als Rekurrenz der kalkarmen Schichtgruppen der Auernigschichten aufgefasst werden und wie diese als Ablagerung des oberen Vorstrand- und Strandbereiches gedeutet werden. Die Transportrichtung der Komponenten pendelt zwischen Nord-Süd bzw. Süd-Nord, ein Umstand, der auf eine Ost-West verlaufende Küstenlinie schließen lässt.

In den bis 175 m mächtigen Oberen Pseudoschwagerinenschichten überwiegen Kalke, nur im basalen Teil treten grobklastische Einschaltungen auf. Die Dominanz von generell vielfältigeren und artenreicheren Faunen und Floren im Vergleich zu den tieferen Schichten spricht für einen gut durchlichteten Ablagerungsraum am stetig absinkenden Außenschelf.

Die im Hangenden folgenden Trogkofelkalke umfassen um 400 m mächtige, massige, meist weißliche Kalke mit Brachiopoden, Korallen und Algen. Mikrofaziell können Tubiphyten-Biomikrite, Tubiphyten-Bryozoen-Intrabiomikrite und Biosparite mit Dasycladaceen unterschieden werden, die sich in wechselnder Menge am Aufbau der als Schelfrand-Riffe gedeuteten Karbonate beteiligen. Dieser Fazies ist am Außenschelf eine Plattform-Entwicklung mit gebankten Kalken, Einschaltungen von Sandsteinen und Quarzkonglomeraten benachbart, die z.T. über das Wachstum der „Trogkofel-Riffe“ andauern kann.

Der Karbonatentwicklung gegenüberstehend, werden mit wahrscheinlich größerer Ausdehnung im küstennahen Innenschelfbereich abgelagerte „Klastische Trogkofelschichten“ beschrieben, die bis 500 m mächtig werden.

Im Mittelperm tritt in dieser Entwicklung eine Zäsur ein, die durch synsedimentäre Bruchtektonik eingeleitet wird. Im Zusammenhang mit der Saalischen Phase an der Wende Unter-/Mittelperm im Zusammenhang stehend, kommt es zum Zerschneiden der permischen Karbonatplattform. Als Folge submarinen Abtrags und subaerischer Erosion werden örtlich Brekzien und Konglomerate (Tarviser Brekzie), die vorwiegend aus Lokalschutt zusammengesetzt sind, zur Ablagerung gebracht.

Die Tarviser Brekzie geht im Hangenden meist unscharf in die Gröden-Formation über. Dieses 30-60 m mächtige, durch intensive Rotfärbung auffallende Schichtglied besteht aus karbonatreichen Ton-Silten mit Dolomitlagen und Dolomitknollen, wogegen sandige Einlagerungen stark zurücktreten.

Die überlagernde 170 m mächtige Bellerophon-Formation besteht basal aus einem Wechsel von Evaporiten (Rauhwacken) und bituminösen Dolomiten, die nach ihrer Fossilführung zeitweise eine freie Verbindung zum Meer anzeigen. Danach folgen ostracoden- und radiolarienführende Feinschlammkalke, die von schillführenden Dolomiten abgelöst werden

## (B) Die Cellonetta-Lawinenrinne (Exkursion)

Das berühmte Profil in der Cellonetta-Lawinenrinne ist zwischen 1480 und 1560 m Seehöhe an der Ostseite des Cellon, SSW von Kötschach-Mauthen nahe der österreichisch-italienischen Grenze, durch einen Fußmarsch von ca. 15 Minuten vom Plöckenpaß erreichbar. (Abb.2).

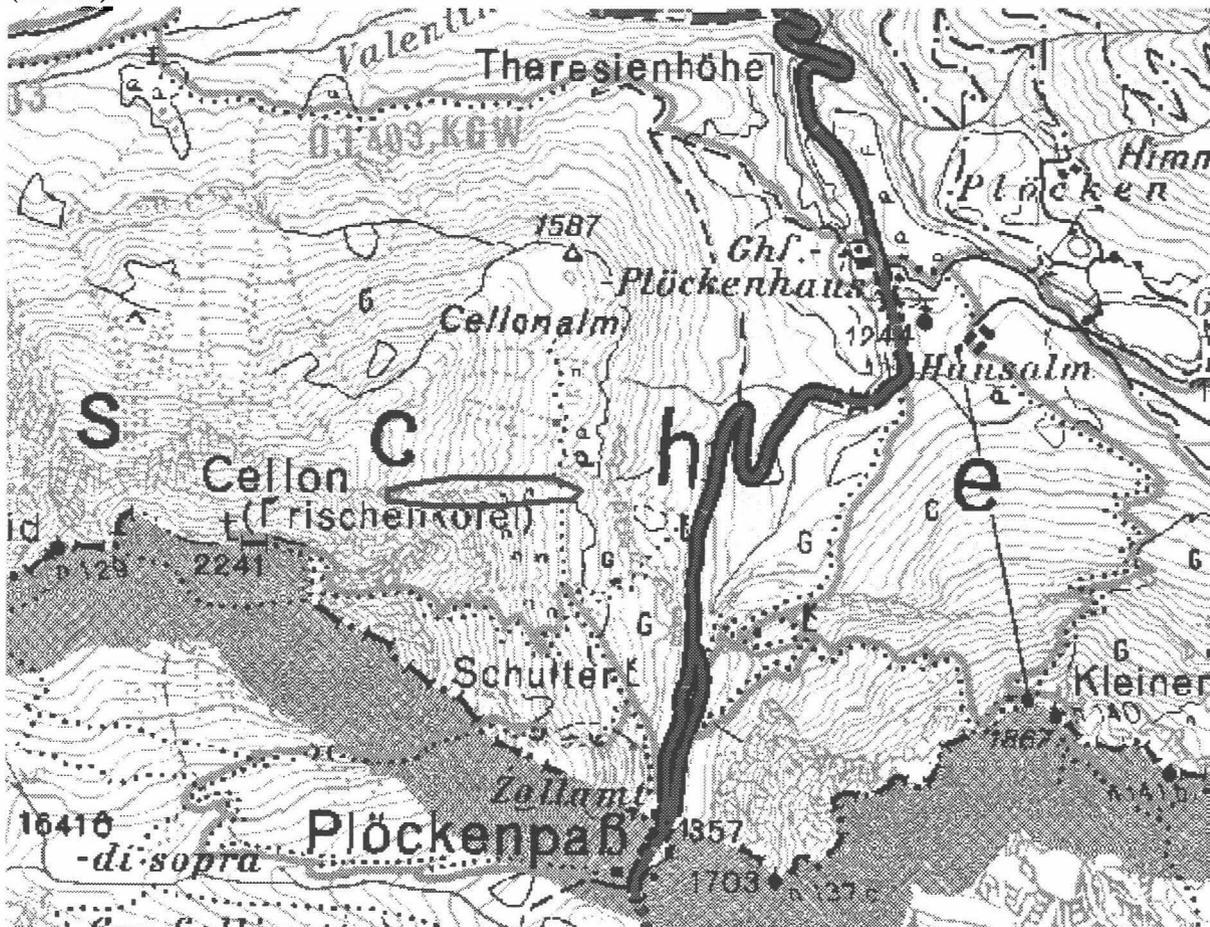


Abb. 2: Geographische Lage des Profils in der Cellonetta-Lawinenrinne

Das Profil gilt als eine der Pilgerstätten für Geologen aus aller Welt. Die Gründe liegen in der leichten Erreichbarkeit, den ausgezeichneten Aufschlussverhältnissen, der geschlossenen Schichtfolge vom jüngeren Ordovizium bis an den Beginn des Devons und den in einigen Lagen besonders zahlreichen Fossilien.

Die erste Kenntnis über dieses Vorkommen verdanken wir Georg GEYER (1857-1936), dem späteren Direktor der Geologischen Reichsanstalt in Wien, der im Jahre 1893 in der Umgebung geologische Aufnahmsarbeiten durchführte und im folgenden Jahr darüber einen Bericht veröffentlichte. Zehn Jahre später, anlässlich des 9. Internationalen Geologenkongresses in Wien, besuchten 9 Teilnehmer aus verschiedenen Ländern unter Leitung des Entdeckers und seines Assistenten L. Waagen am Nachmittag des 1. September 1903 die Cellonrinne. Die ganze "Gesellschaft der Kongressisten" zeigte sich darüber wie auch über das folgende Exkursionsprogramm am Wolayersee und Naßfeld tief beeindruckt.

Bis in die Gegenwart haben erdwissenschaftliche Arbeiten an diesem Profil angehalten, so dass heute nicht nur unzählige Details über die meisten in den Gesteinen enthaltenen Fossilgruppen und damit das Gesteinsalter und ihre weltweiten Verbindungen bekannt sind.

Das Studienobjekt wurde dabei zunehmend kleiner, es umfasst derzeit bereits mm-dünne Abschnitte der Schichtfolge.

Von großer Bedeutung ist die Abfolge silurischer Gesteine innerhalb des Profils, da dieser Abschnitt den Stratotypus des Silurs der Ost- und Südalpen darstellt. Über eine Strecke von etwa 60 m ist diese Gesteinsfolge aufgeschlossen, wie sie an keiner anderen Stelle in Mitteleuropa in ähnlich klarer Weise vorkommt. Mit dem Beginn wenige Meter unter dem Steig bilden verschieden gefärbte Kalke, Kalksandsteine und Schiefer die Unterlage des Cellons.

Von unten nach oben werden folgende lithostratigraphische Einheiten mit dazugehörigen, im Gelände markierten Probennummern unterschieden (Abb.3):

Unter dem Steig:

Uggwa-Schiefer und Uggwa-Kalk (Nr. 1-5), Plöcken-Formation (Nr. 6-8)

Über dem Steig:

Kok-Formation (Nr. 9-20), Cardiola-Formation (Nr. 21-24), Alticola-Kalk (Nr. 25-39), Megaerella-Kalk (Nr. 40-47) und Rauchkofel-Kalk (ab Nr. 48)

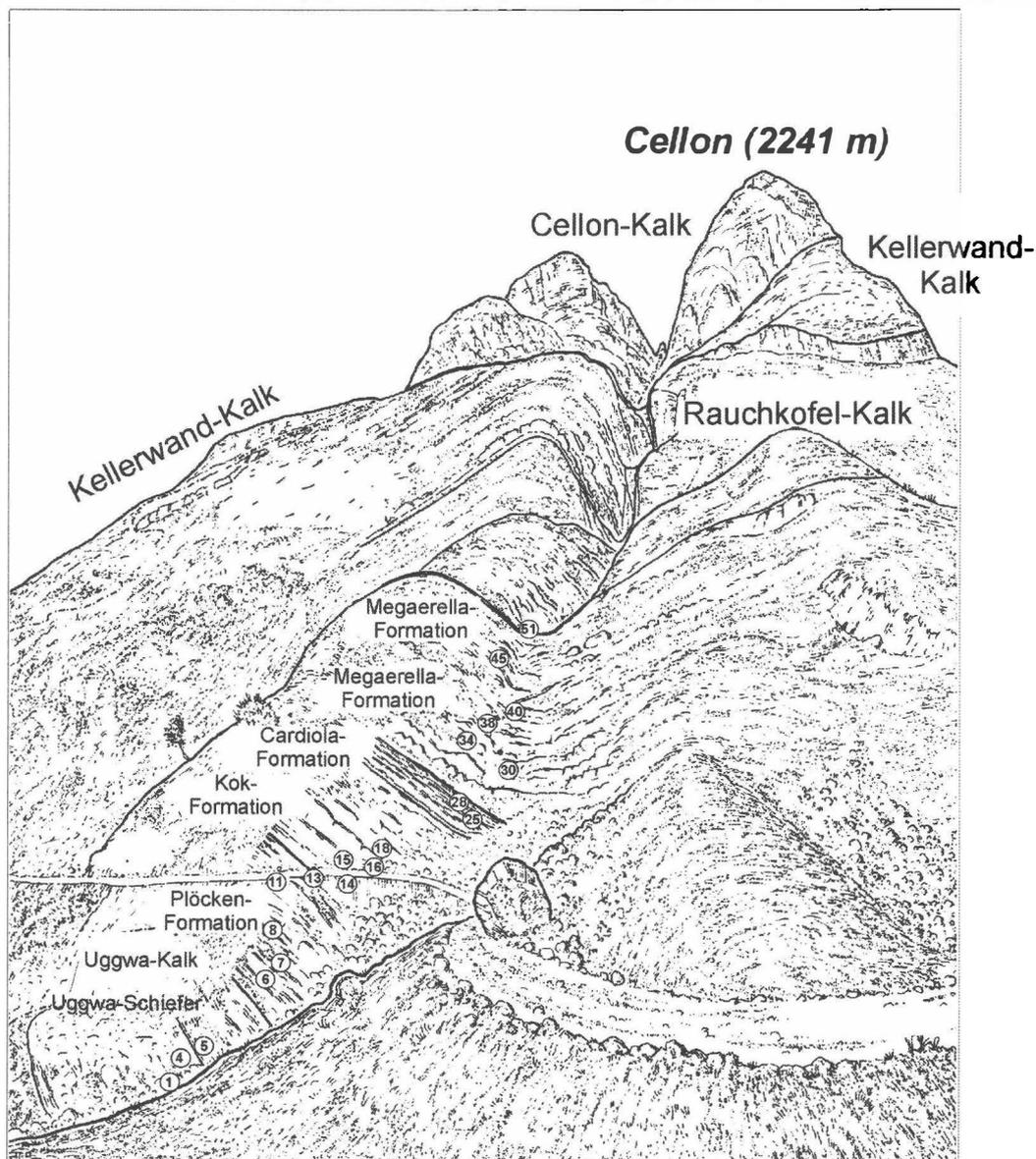


Abb.3: Die Cellonetta-Lawinrinne mit ihren lithostratigraphischen Einheiten. Die Nummern korrespondieren mit den im Text erwähnten Probennummern (verändert nach SCHÖNLAUB 1991).

Nach KREUTZER (SCHÖNLAUB & KREUTZER 1994) sind folgende mikrofazielle Typen (bezogen auf die Probennummern nach WALLISER 1964) in der Profilabfolge gegeben:

### Ordovizium

#### Bank 1-5: Uggwa-Kalk

Alter:	Ashgillium
Ausbildung:	a) Graue bis bunte pelagische Tonflaserkalke im Wechsel mit b) Ostracoden-Echinodermen-Schill.
Biogene:	Brachiopoden, Filamente, Ostracoden, Parathuramminaceen, Cephalopoden, Styliolinen, Echinodermenreste, Conodonten, Trilobiten, Acritarchen, Chitinozoen
Mächtigkeit:	5-6 m
Karbonatklassifikation:	a) wackestone; b) pack/-grainstone

#### Bank 6-8: Plöcken-Formation

Alter:	Ashgillium
Ausbildung:	Echinodermenschutt- und Schillkalk
Biogene:	Echinodermen, Ostracoden, Bivalven, Cyanobakterien
Mächtigkeit:	bis 7 m
Karbonatklassifikation:	grainstone

### Silur

#### Bank 9-20: pelagische Kok-Formation

Alter:	Wenlockium bis mittleres Ludlowium
Ausbildung:	stylolithisierte, graue bis grauschwarze mikritische Kalke
Biogene:	Filamente, Trilobiten, Orthoceren, Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen
Mächtigkeit:	4 m
Karbonatklassifikation:	mud-/wackestone

#### Bank 21-24: Cardiola-Formation

Alter:	Oberes Ludlowium
Ausbildung:	graue Kalke mit Mergellagen.
Biogene:	Nautiloideen, Ostracoden, Trilobiten, Parathuramminaceen, Radiolarien
Mächtigkeit:	0,5 - 4 m
Karbonatklassifikation:	wackestone

**Bank 25-39: Alticola-Formation**

Alter:	Pridolium
Ausbildung:	dolomitische, graue bis grauviolette Mikrite
Biogene:	Nautiloideen, Filamente, Trilobiten
Mächtigkeit:	20 m
Karbonatklassifikation:	wackestone

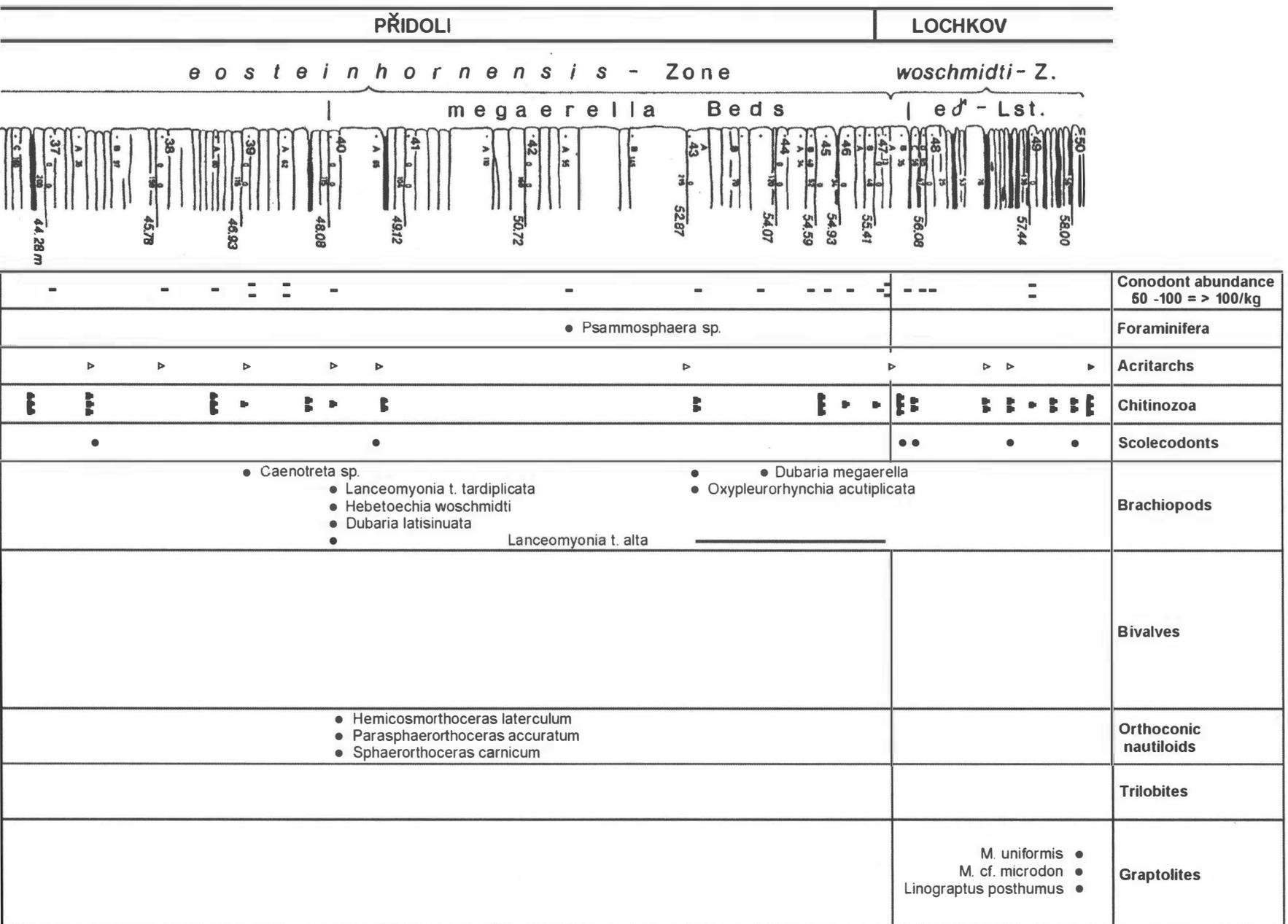
**Bank 40-47: Megaerella-Formation**

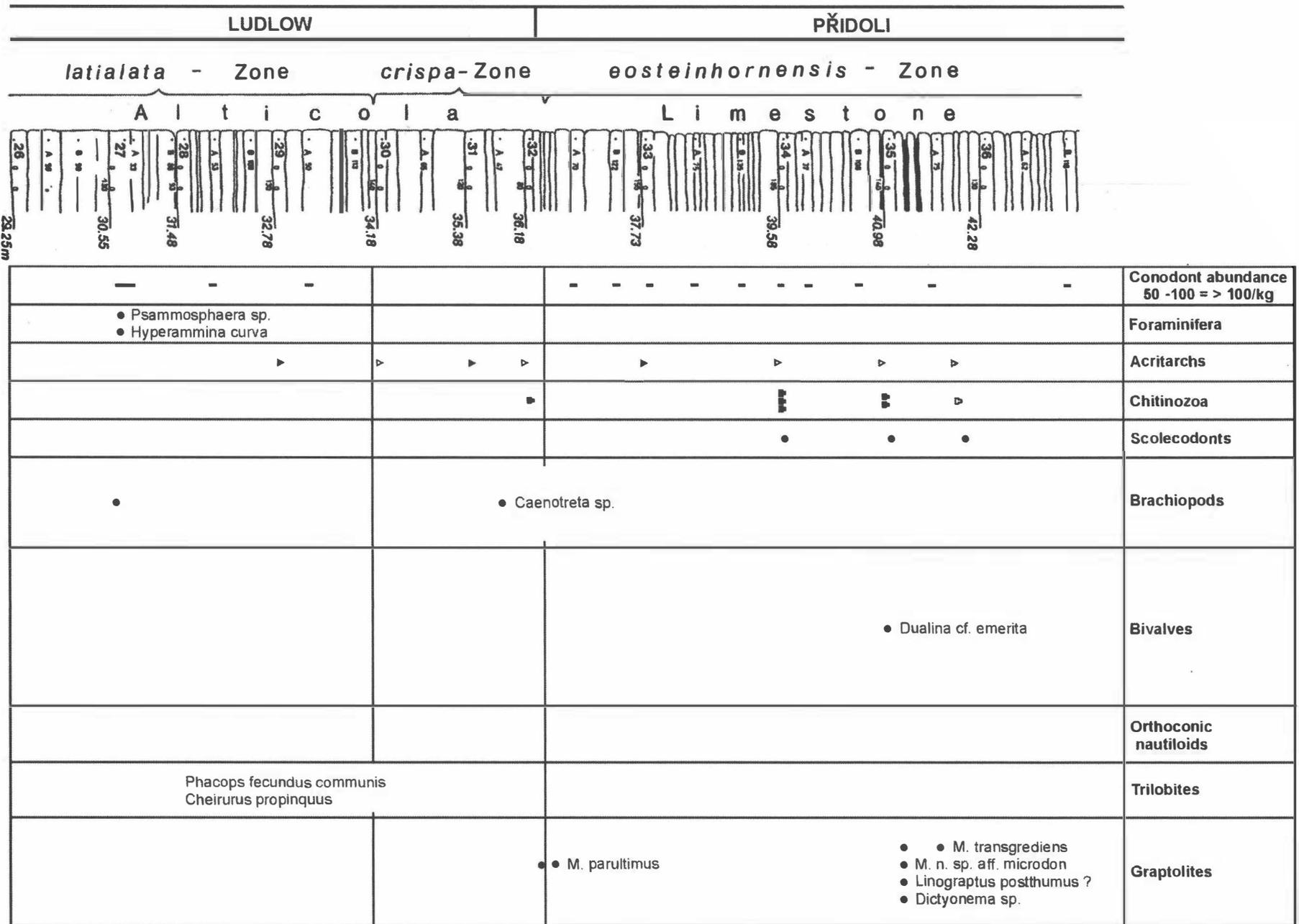
Alter:	Pridolium
Ausbildung:	a) hell- bis mittelgraue Mikrite im Wechsel mit b) Biospariten
Biogene:	(a) Ostracoden, Filamente, Trilobiten (b) Ostracoden, Filamente, Echinodermen
Mächtigkeit:	8 m
Karbonatklassifikation:	(a) wackestone; (b) pack-/grainstones

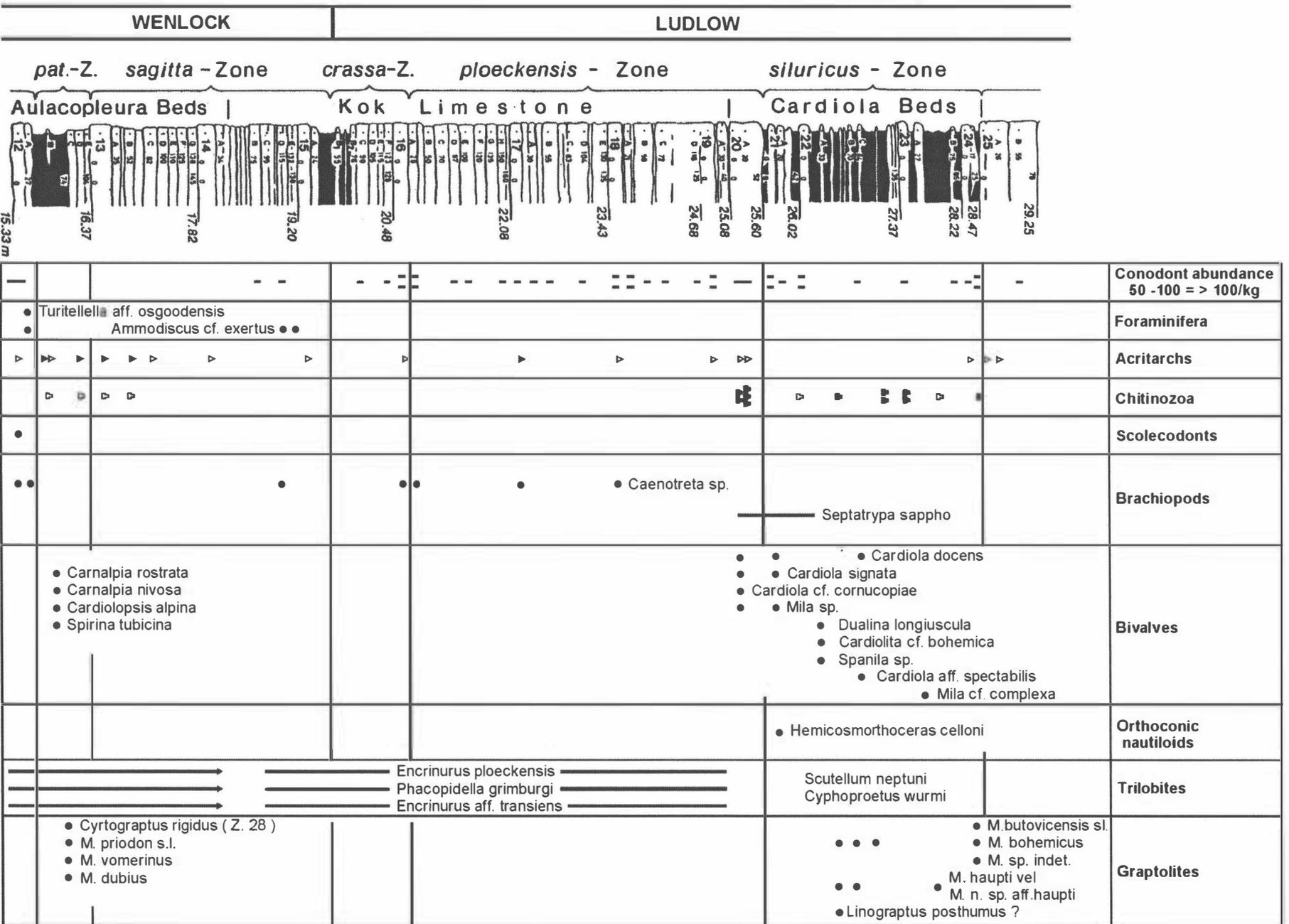
Im Profil folgen hangend zu den 7,3 m mächtigen mergeligen Uggwa-Kalken des Ashgilliums, die hangend in grünliche Siltsteine übergehen 4,8 m mächtige kalkig zementierte Sandsteine der Plöcken-Formation. Die Ordovizium/Silur-Grenze liegt nach SCHÖNLAUB (1985) zwischen Plöcken-Formation und der überlagernden Kok-Formation, also zwischen den Probennummern 8 und 9. Innerhalb der Plöcken-Formation, deren Gesteinsabfolge dem Höhepunkt eines weltweit nachweisbaren regressiven Zykluses zugeordnet werden kann, weisen Indexfossilien der Hirnantia-Fauna auf ein oberes Ordovizium hin. Die basalen Teile der Kok-Formation sind durch sedimentäre Überlieferungslücken gekennzeichnet, die sechs Graptolithenzonen und zwei Conodontenzonen erfassen. Erneut einsetzende Sedimentation im oberen Llandoveryium beginnt innerhalb der *celloni*-Zone.

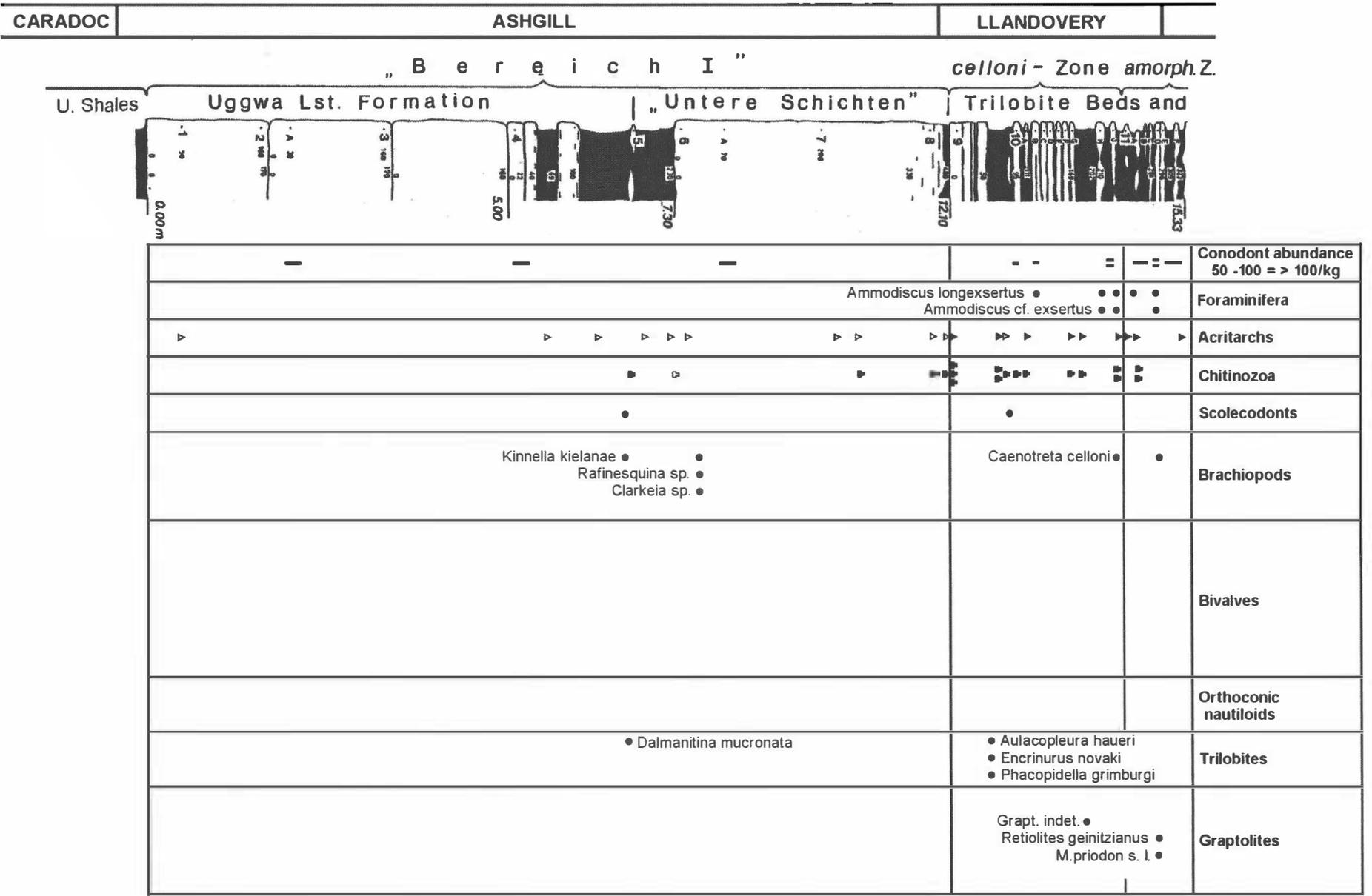
Die Grenze Llandoveryium/Wenlockium ist im Profil nicht exakt fassbar, muss aber nach den Graptolithen und Conodonten zu schließen zwischen den Probennummern 11 und 12 liegen. Die Grenze Wenlockium/Ludlowium liegt in den Schiefen zwischen 15 B1 und 15 B2. Etwa 8 Meter über der Basis der Alticola-Formation bei Nummer 32 liegt die Grenze Ludlowium/Pridolium.

Die Silur/Devon-Grenz im Cellonprofil wird durch die Schichtgrenze zwischen den Bänken mit den Conodontenprobennummern 47 A und 47 B markiert und ist durch das Erstauftreten von *Icriodus woschmidti* charakterisiert. Dabei muss aber angemerkt werden, dass erste diagnostische Lochkov-Graptolithen ungefähr 1,5 Profilmeter höher bei Probennummer 50 (*Monograptus uniformis*, *M. cf. microdon* und *Linograptus posthumus*) auftreten. Zur Fossilführung siehe folgende Abbildung (Abb.4):









### (C) Der Pflanzenfundpunkt der Krone (Exkursion)

Vom Südwesthang der Krone (Abb.5) kennt man schon seit Ende des vorigen Jahrhunderts reiche Vorkommen von Pflanzenabdrücken aus dem jüngeren Karbon. Der berühmte Pflanzenfundpunkt liegt auf rund 1730 m Höhe im Mittelteil der weithin sichtbaren plateauartigen Aufrufung der Krone. Diese niedere Erhebung wird von flach liegenden Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalken aufgebaut, die pflanzenführenden Partien im Mittelteil sind Feinsandsteine und Schluffe. Der Fundpunkt ist aufgrund einer regen Sammlertätigkeit und ausgedehnten Grabungen heute leider nicht mehr sehr ergiebig. Dennoch finden sich in den umliegenden Halden noch immer viele Einzelfiedern oder ganze Wedel, auch flach gedrückte Reste von Schachtelhalmen sind recht häufig. Als Sensationsfund galt zu Beginn der 80er-Jahre des 20. Jahrhunderts ein etwa 1m langer und 90 cm dicker Stammrest des Siegelbaumes *Syringodendron* sp., der unter großen Mühen geborgen werden konnte und schließlich im Heimatmuseum Möderndorf seinen endgültigen Aufstellungsort fand. Neben Vertretern von Bärlappgewächsen fanden sich auch Schachtelhalme (Calamiten), Cordaiten und Abdrücke von echten Farnen und Samenfarne. Weitere markante Fundpunkte sind auf Seehöhe 1760 m und 1770 m.

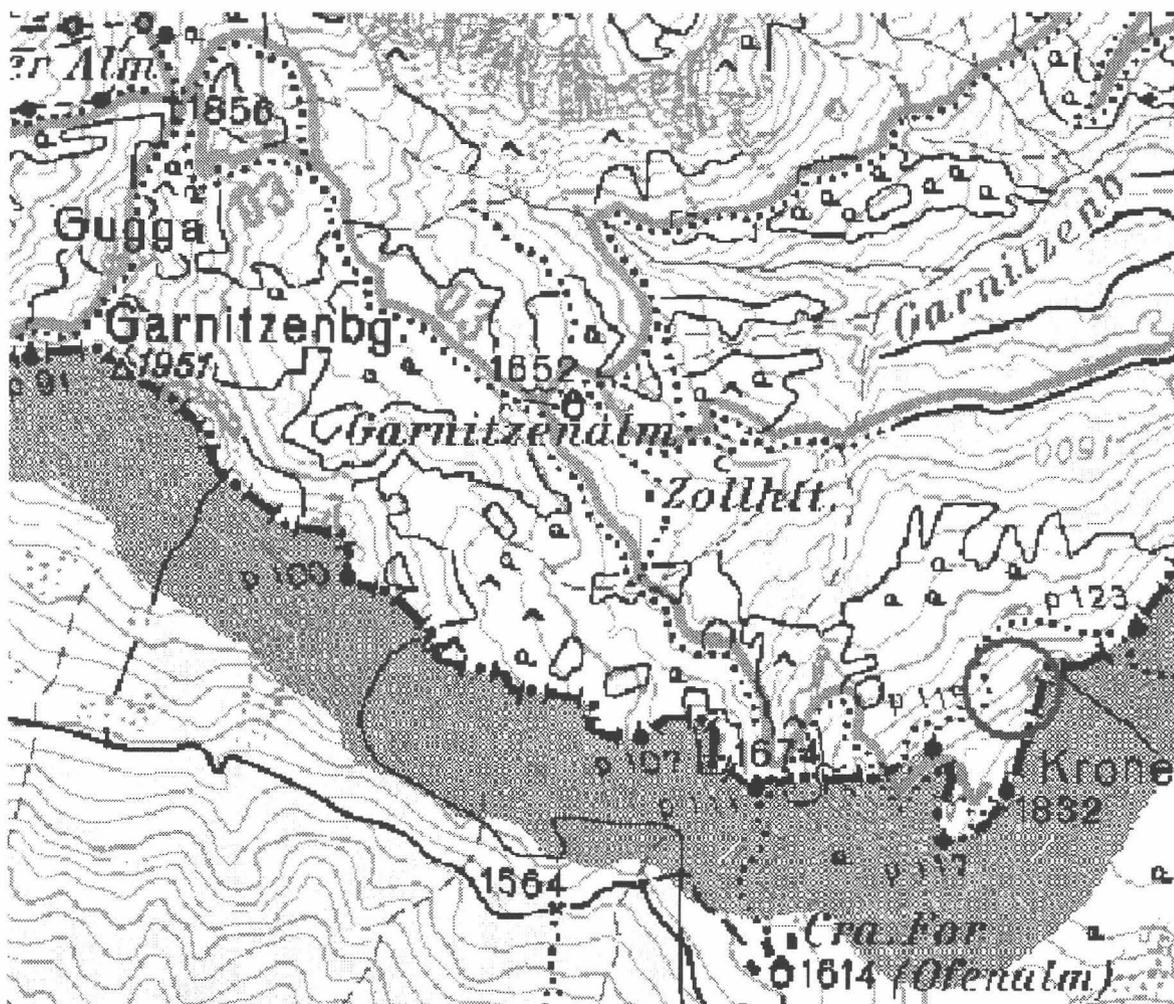


Abb.5: Geographische Lage des Pflanzenfundpunkte auf der Krone

Lithostratigraphisch wird die Krone von der Corona-Formation und der Auernig-Formation (in der alten Terminologie die Schichtglieder „mittlere kalkarme Schichtgruppe“ und „obere kalkreiche Schichtgruppe“) aufgebaut. Diese Formationen weisen bei ausgeprägtem zyklischen Aufbau auch sehr ähnliche Lithofaziestypen auf. Die Unterschiede liegen lediglich darin, dass die Auernig-Formation gegenüber der Corona-Formation reich an Kalkeinschaltungen ist.

Die bis zu rund 300 m mächtige Corona-Formation ist fast ausschließlich klastisch entwickelt. Lediglich im hangendsten Profilabschnitt sind zwei jeweils mehrere dm-mächtige Kalkbänke eingeschaltet.

In der rund 250 m mächtigen Auernig-Formation sind dagegen Einschaltungen von 10 mächtigeren Kalkhorizonten (zwischen 2 und 13m) und mehreren dünnen Kalklagen charakteristisch. Das Typusprofil liegt am Auernig, komplett aufgeschlossen ist die Auernig-Formation aber auch im Garnitzenprofil, der tiefere Anteil der Abfolge ist auch auf der Kronalpe aufgeschlossen.

(a) Quarzkonglomeratabfolgen bilden die markante Steilstufen der Krone, von denen auch der Name des Berges abzuleiten ist. Sie werden meist einige Meter, in seltenen Fällen bis knapp 30 m mächtig. Es handelt sich fast durchwegs um reine Quarzkonglomerate mit nur vereinzelt Lyditgeröllen und sehr untergeordnet auftretenden metamorphen Geröllkomponenten (diverse Glimmerschiefer). Die Korngröße liegt meist unter 10 cm, die Zurundung und Sortierung des Geröllbestandes ist vereinzelt sehr gut, meist mäßig bis gut. An Sedimentstrukturen treten vor allem verschiedene Typen von Schrägschichtung auf.

(b) Die bis zu rund 20 m mächtigen Sandsteine bestehen zu einem überwiegenden Anteil aus polykristallinen und monokristallinen Quarzen sowie aus metamorphen Gesteinsbruchstücken und detritischen Feldspäten. Sie sind also im allgemeinen als Sublitharenite und Subarkosen zu klassifizieren. An Sedimentstrukturen treten Horizontalschichtung und verschiedene Typen von Schrägschichtung sowie synsedimentäre Deformationsstrukturen auf. In den feinkörnigen Sandsteinen, die sich häufig durch sehr reichhaltige detritische Glimmerführung ausweisen, ist Hummocky-Schrägschichtung weit verbreitet. Allerdings können in diesen Sandsteinen die primären Sedimentstrukturen durch Bioturbation auch völlig zerstört sein. Sandsteine an der Basis von Karbonatabfolgen sind häufig fossilführend.

c) Siltsteine und Tonschiefer treten zueinander in sämtlichen Übergängen auf und finden sich in Mächtigkeiten von einigen dm bis mehr als 20 m. Neben Horizontalschichtung sind vereinzelt Rippeln und Belastungsmarken zu finden, *Zoophycos* und andere Lebensspuren sind weit verbreitet. Infolge starker Bioturbation können die Sedimente auch völlig strukturlos sein. Die Siltsteine und Tonsteine können stellenweise sehr fossilreich (Brachiopoden, Trilobiten und Pflanzenreste) sein.

(d) Karbonate erreichen sehr unterschiedliche Mächtigkeiten, die zwischen dm-Bereichen und bis maximal ca. 15 m in der Auernig-Formation liegen können. Die durchwegs sehr fossilreichen Kalke sind in mächtigeren Lagen an der Basis und am Top meist dunkelgrau und dünngebankt und weisen dünne, schwarze, mergelig-siltige Zwischenlagen auf. Mikrofaziell handelt es sich vor allem um Algensiltite und Algenmikrite, sowie Algen-Foraminiferen-Siltite und -Mikrite. Echinodermen-Biosparite (mit Fusulinen, Algen und anderen Biogenresten) treten untergeordnet auf.

Die häufigsten Biogene sind Algen (*Anthracoporella*, *Archaeolithophyllum*, *Epimastopora*, *Eugonophyllum* u. a.), Fusuliniden, Kleinforaminiferen (häufig sessile Formen), Schalenreste von Brachiopoden und Gastropoden, Echinodermenreste, Ostracoden, Bryozoen sowie seltener Kalkschwämme und Spicula.

Die genannten Sedimenttypen bauen charakteristische Sequenzen auf, die man als „Auernig-Zyklotheme“ („Auernig-Rhythmus“) bezeichnet (Abb.6).

Grob können 2 Typen von Sequenzen unterschieden werden, eine (a) unten-grob/oben-fein-Sequenz und (b) eine unten-fein/oben-grob-Sequenz (vgl. KRAINER 1992 cum lit.):

Unten-grob/oben-fein-Sequenzen beginnen an der Basis mit Quarzkonglomeraten, die teilweise als Strandbildungen gedeutet werden können. Daraufhin folgen häufig trogförmig schrägeschichtete Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches und feinkörnige Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung, die unterhalb der normalen Wellenbasis im Sturmwellenbereich des unterer Vorstrandes entstanden sind. Darüber folgen meist fossilführende horizontalgeschichtete oder bioturbate Siltsteine. Mit einem reichhaltig fossilführenden Sandstein setzen mikritische Karbonate ein. Letztere entstanden unterhalb der Wellenbasis. Während der Ablagerung der Karbonate kam es zu keiner klastischen Einschüttung.

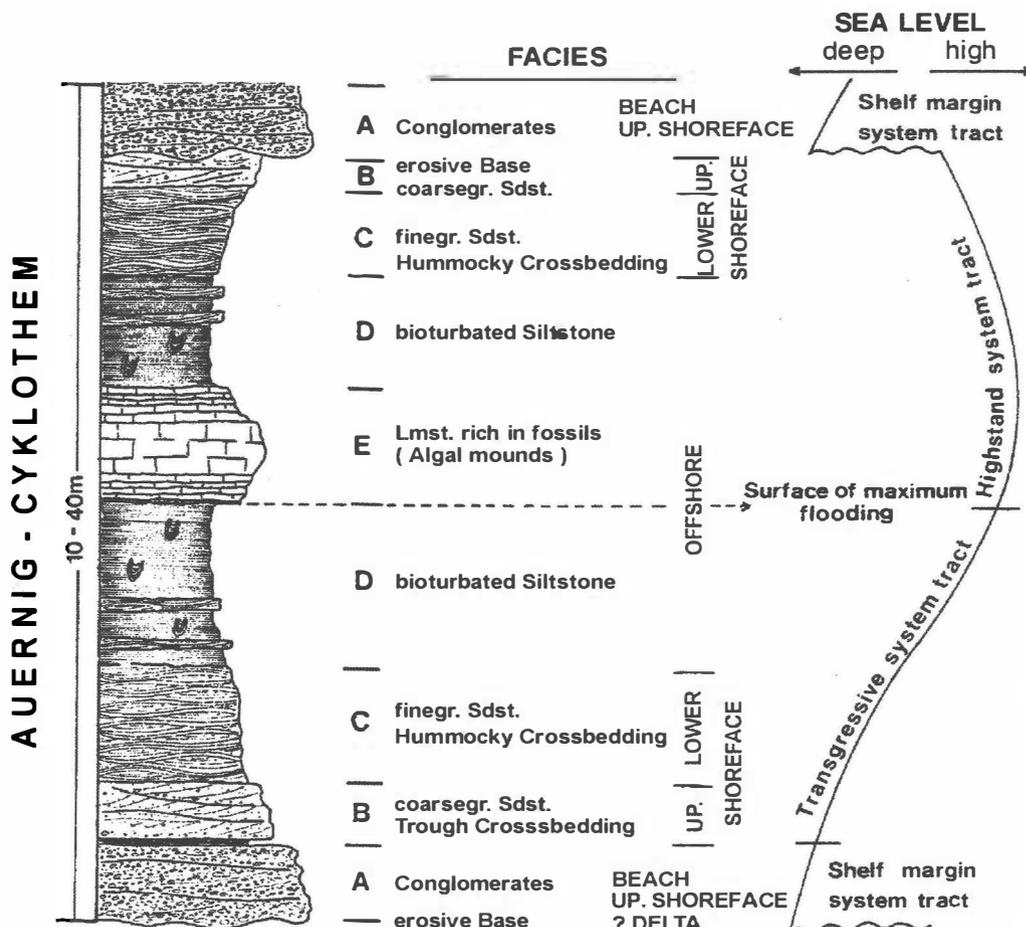


Abb.6: Darstellung eines idealisierten Auernig-Zyklothems (nach KRAINER 1992)

Solche Abfolgen werden als „transgressive Sequenzen“ interpretiert, die durch ein kontinuierliches Ansteigen des Meeresspiegels entstanden sind.

Daneben gibt es auch den umgekehrten Fall von regressiven Sequenzen mit praktisch umgekehrter Anordnung der Abfolge. Sie werden mit einer Absenkung des Meeresspiegels in Beziehung gebracht.

Das Vorkommen der Pflanzenfossilien ist häufig an die Tonschiefer (und Anthrazitkohleflöze) gebunden, die sich in unmittelbarer Nähe der Konglomerate, vielfach an deren Top, z.T. aber auch an der Basis befinden. Selten kommen echte Wurzelhorizonte vor, wie der in situ gefundene *Syringodendron* sp., dessen etwa 1 m langer Stammrest kurz über der Wurzel einen Durchmesser von rund 90 cm hatte, eindrucksvoll bezeugte. Sein 800 kg schwerer Steinkern ist heute im Heimatmuseum Möderndorf bei Hermagor zu bewundern. Diese Tatsache weist darauf hin, dass es sich teilweise um eine autochthone Vegetation im Küstenbereich gehandelt hat. Teilweise wurden die Pflanzenreste aber auch eingeschwemmt.

### **Pflanzenfundstelle**

Aus den Gesteinen der Auernig-Gruppe sind seit dem zweiten Drittel des 19. Jahrhunderts Pflanzenfossilien bekannt. HÖFER hat 1869 erstmals im Bereich Ofenalm/Kronalpe eine größere Kollektion fossiler Pflanzenreste geborgen (HÖFER 1870), von der UNGER (1870) 19 Taxa bestimmen konnte. In der Zwischenzeit sind von mehr als 30 Lokalitäten 93 verschiedene Taxa (21 Equisetophyta, 11 Lycophyta, 53 Filicophyta, Pteridospermae und Pteridophylla sowie 8 Cordaitospermae) bestimmt und beschrieben worden.

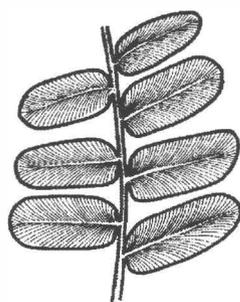
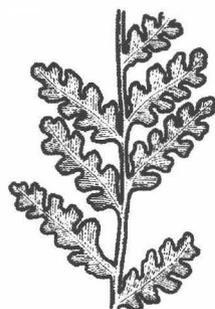
Die reichhaltige Flora enthält einige stratigraphisch wichtige Charakter- und Leitarten.

An der Westseite der Krone, etwa im Mittelteil der weithin sichtbaren plateauförmigen Kuppel der Berge auf Seehöhe 1730 m befindet sich der „klassische“ Pflanzenfundpunkt der Krone. Die pflanzenführenden Schichten dieses Fundpunktes verteilen sich über mehrere Meter, wobei die Feinsande und Schluffe die am besten erhaltenen Fundstücke liefern.

Infolge einer intensiven Sammlertätigkeit in den vergangenen Jahren können heute nur mehr nach umfangreichen Grabungen, zu denen allerdings eine Erlaubnis notwendig ist, größere Stücke geborgen werden. Nach wie vor kann man aber relativ häufig in den Steinhalden neben zusammenhängenden Wedel und sehr zahlreichen Einzelfiedern auch unterschiedlich große, meist flach gedrückte Stämmchen von Calamiten finden, deren lanzettförmige Beblätterung, die Annularien, an den Schichtflächen der Gesteine flach ausgebreitet sind.

Hohe Bäume bildende Cordaiten, Bärlappgewächse, Schachtelhalmverwandte (Annularia, Calamiten) und eine Anzahl an echten Farnen und Samenfarne (u.a. *Alethopteris*, *Odontopteris*, *Sphenopteris*, *Pecopteris*) bestimmen die Elemente dieses Fundpunktes (vgl. Abb.7), der als „Haltepunkt 10“ des Naturpfades Nassfeld (*Geotrail Karnische Alpen*) seit mehr als 15 Jahren einer breiten erdwissenschaftlich interessierten Öffentlichkeit zugänglich gemacht wurde.

*Sphenopteris* sp. *Neuropteris* sp. *Odontopteris*  
*alpina*



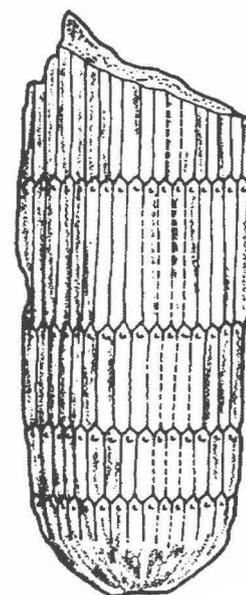
*Pecopteris*  
*polymorpha*



*Alethopteris*  
*bohémica*



*Annularia*  
*stellata*



*Calamites* sp.

Abb.7: Einige der häufigsten Fundobjekte am Fundpunkt „Haltepunkt 10“ des Naturpfades Naßfeld (verändert nach SCHÖNLAUB (1991))

Weitere Fundpunkte finden sich auf Seehöhe 1760 m und 1770 m (Abb.8), von denen BOERSMA & FRITZ (1990) und FRITZ & KRÄINER (1993) eine umfangreiche Fossilliste vorlegen konnten. Die Flora von 1760 m Seehöhe („Kronalpe-1“) lieferte folgende Taxa:

Equisecophyta

*Annularia sphenophylloides*  
*Annularia stellata*  
*Asterophyllites equisetiformis*  
*Calamites cistii*  
*Calamites cruciatus*  
*Calamostachys tuberculata*  
*Sphenophyllum oblongifolium*

Lycophyta

*Cyperites bicarinatus*  
*Knorria* sp.  
*Sigillaria brardii*  
*Sigillariostrobus* sp.  
*Syringodendron* sp.

Filicophyta, Pteridospermae,  
Pteridophyllia

*Acitheca polymorpha*  
*Alethopteris bohémica*  
*Alethopteris* sp.  
*Aphlebia adnascens*  
*Aphlebia elongata*  
*Dicksonites pluckenettii*  
*Kahleria carinthiaca*  
*Linopteris* sp.  
*Neuropteris* Gruppe *auriculaca*  
*Odontopteris alpina*

<i>Odontopteris brardii</i>	<i>Ptychocarpus unitus</i>
<i>Pecopteris acuta</i>	<i>Sphenopteris</i> Gruppe <i>rutaefolia</i>
<i>Pecopteris</i> gr. <i>arborescens-schlotheimii</i>	<i>Sphenopteris</i> sp. div.
<i>Pecopteris candolleana</i>	<i>Trigonocarpum</i> sp.
<i>Pecopteris feminaeformis</i>	Cordaitospermae
<i>Pecopteris polymorpha</i>	<i>Cardiocarpus</i> sp.
<i>Pecopteris polymorpha</i> f. <i>minor</i>	<i>Cordaites principalis</i>
<i>Pecopteris schlotheimii</i>	<i>Cordaites</i> sp.
<i>Pecopteris unita</i>	
cf. <i>Pseudomariopteris busquetii</i>	

Aus dem Fundpunkt 1770 m Seehöhe („Kronalpe-2“) wurden folgende Taxa bekannt:

Equisetophyta	<i>Pseudomariopteris busquetii</i>
<i>Annularia sphenophylloides</i>	<i>Sphenopteris</i> sp.
<i>Annularia stellata</i>	Cordaitospermae
<i>Asterophyllites equisetiformis</i>	<i>Cordaites borassifolius</i>
<i>Calamites cistii</i>	<i>Cordaites principalis</i>
<i>Calamites undulatus</i>	Coniferae
<i>Calamites cruciatus</i>	<i>Lebachia</i> sp.
<i>Calamites</i> sp.	
<i>Calamostachys tuberculata</i>	
<i>Palaeostachya</i> sp.	
<i>Sphenophyllum longifolium</i>	
<i>Sphenophyllum oblongifolium</i>	
<i>Sphenophyllum verticillatum</i>	
<i>Sphenophyllum</i> -Achse	
Lycophyta	
<i>Cyperites bicarinatus</i>	
<i>Sigillana brardii</i>	
<i>Sigillaria</i> ( <i>Rhytidolepis</i> ) sp.	
<i>Sigillaria</i> sp. ( <i>Syringodendron</i> -Erhaltung)	
Filicophyta	
<i>Acitheca polymorpha</i>	
<i>Pecopteris arborescens</i>	
<i>Pecopteris candolleana</i>	
<i>Pecopteris feminaeformis</i>	
<i>Pecopteris hemitelioides</i>	
<i>Pecopteris polymorpha</i>	
<i>Pecopteris polymorpha</i> fa. <i>minor</i>	
<i>Pecopteris unita</i>	
<i>Pecopteris</i> sp.A	
<i>Pecopteris</i> sp. B	
<i>Ptychocarpus unitus</i>	
Pteridospermae	
<i>Alethopteris</i> sp.	
<i>Callipteridium gigas</i>	
<i>Dicksonites pluckenettii</i>	
<i>Odontopteris</i> sp.	

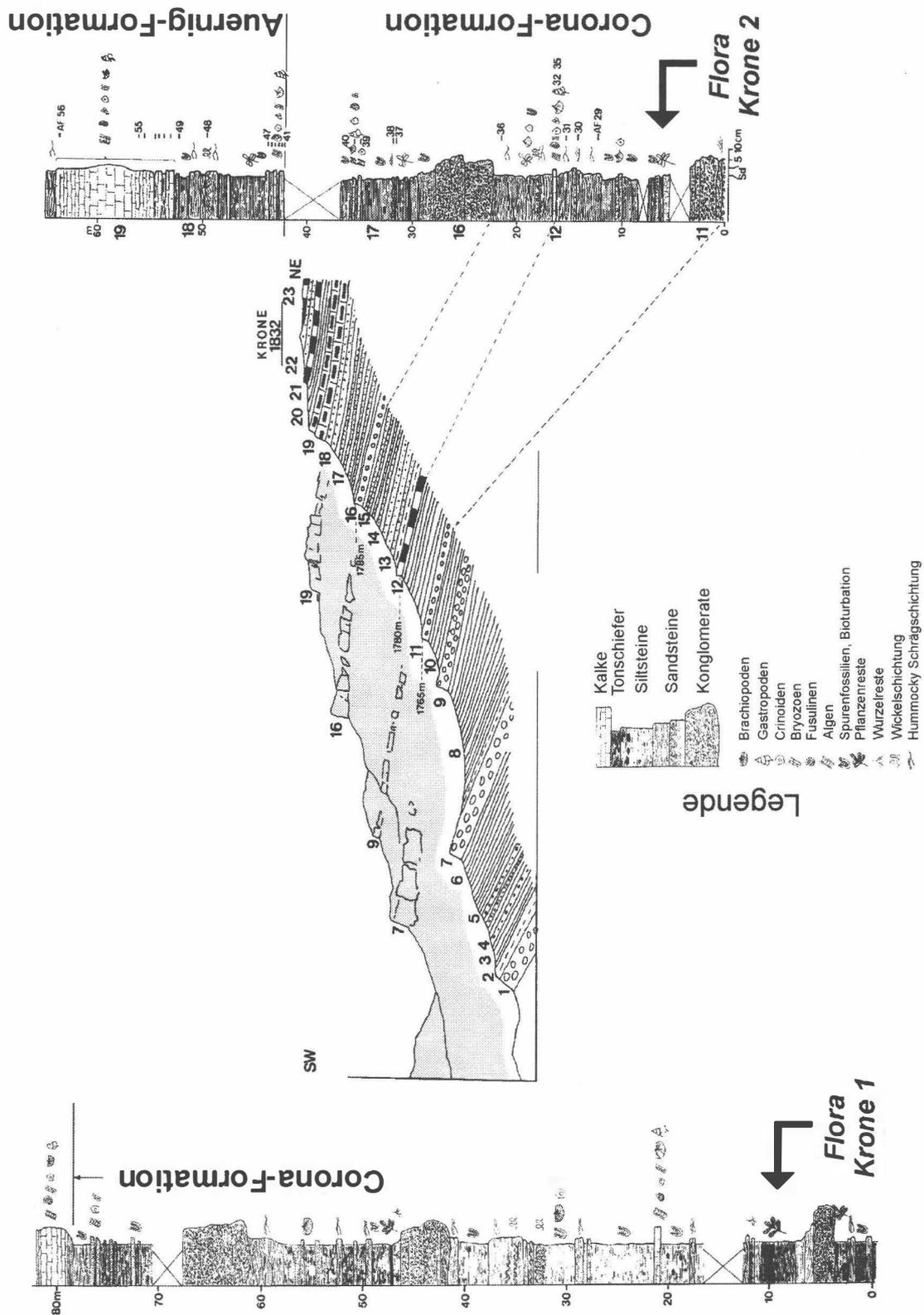


Abb.8: Profile durch die Westseite der Krone mit dem Pflanzenfossilfundpunkt „Flora Krone 1“ bei Seehöhe 1760 m und durch die Südseite der Krone mit Position der Megaflora „Flora Krone 2“ bei Seehöhe 1770 m. Verändert nach KRAINER (1990) und FRITZ & KRAINER (1993) bzw. GEYER (1897). Beachte Lage des Fossilfundpunktes „Flora Krone 2“ innerhalb der Schicht 11 im Geländeprofil von GEYER.

## Literatur

- BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1990): Die Paläofloren Kärntens: Ober-Karbon/ Unter-Perm.- In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten.- *Carinthia II*, **180/100**, 133-172, Klagenfurt.
- FENNINGER, A., HISTON, K., HUBMANN, B. & SCHÖNLAUB, H.P. (2000): Overview of the Non-Metamorphic Palaeozoic in Austria.- 18<sup>th</sup> Colloquium of African Geology, Excursion Guides Eastern Alps.- 25-51, 12 figs., Graz.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1990): Die steinkohlenzeitliche Pflanzenwelt Kärntens in ihrer fossilen Überlieferung.- In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten.- *Carinthia II*, **180/100**, 15-108, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & KRAINER, K. (1993): Eine neue Megaflora aus dem Stefan der Kronalpe.- *Carinthia II*, **183/103**, 485-517, Klagenfurt.
- GEYER, G. (1894) Zur Stratigraphie der paläozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen.- *Verhandl. Geol. R.-A. Wien*.
- GEYER, G. (1897): Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitte der Karnischen Alpen.- *Jb. Geol. R.-A.*, **46/1**, 127-233, Wien.
- HERITSCH, F. (1943): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Das Paläozoikum.- 681 S., 14 Abb., Berlin (Borntraeger).
- HÖFER, H. (1870): Vorläufige Mitteilung über das Anthrazitvorkommen in der Nähe der Ofenalpe bei Pontafel.- *Jb. naturhist. Landes-Mus. Kärnten*, **10**, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1990): Zur faziellen Entwicklung Pflanzenfossil-führender Oberkarbon- und Unterpermsedimente Kärntens.- In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten.- *Carinthia II*, **180/100**, 109-132, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1992): Facies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen.- *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **135/1**, 99-193, 40 figs., 5 tabs., 7 pls., Wien.
- KREUTZER, L. H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes.- *Jb. Geol. B.-A.*, **133/2**, 275-343, Wien.
- KREUTZER, L. H. (1992a): Palinspistische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen auf Grund von neuen Untersuchungen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **135/1261-272**, Wien.
- KREUTZER, L. H. (1992b): Photoatlas zu den varizischen Karbonat-Gesteinen der Karnischen Alpen (Österreich/Italien).- *Abh. Geol. B.-A.*, **47**, 129 S., Wien.
- SAMANKASSOU, E. (2002): Cool-water carbonates in a paleoequatorial shallow-water environment: The paradox of the Auernig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria-Italy) and its implications.- *Geology*, **30**, 655-658, Boulder.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Carnic Alps. Field Trip A.- In: SCHÖNLAUB H.P. (ed.) Second European Conodont Symposium ECOS II, Guidebook-Abstracts.- *Abh. Geol. Bundesanst.*, **35**, 5-57, 29 figs., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. [Ed.] (1985): Arbeitstagung 1985 Kötschach-Mauthen.- 87 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1991): Vom Urknall zum Gailtal. 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der Karnischen Region.- 3. Aufl., 169 S., 103 Abb., 29 Taf., 4 Kt., Hermagor.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1992): Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements.- *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **135/1**, 381-418, 16 figs., Wien.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Stratigraphy, Biogeography and Climatic Relationships of the Alpine Palaeozoic.- In: Raumer, J.F.v. & Neubauer, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- 65-91, 11 figs., Berlin, etc. (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1997, ed.): IGCP Project 421 North Gondwanan Mid-Palaeozoic Biodynamics, Inaugural Meeting Vienna, Sept.17-21, 1997, Guidebook.- Ber. Geol. Bundesanst., **40**, 1-134, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P.. (2000): The Ordovician of the Southern Alps.- Mitt. Österr. Geol. Ges., **91**, 39-51, 3 figs., 3 pls.,Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps.- In: Raumer, J.F.v. & Neubauer, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- 65-91, 11 figs., Berlin, etc. (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.P. & HISTON, K. (2000): The Palaeozoic Evolution of the Southern Alps.- Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999), 15-34, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. & KREUTZER ,L.H. (1993): Boundary Sections from the Carnic Alps.- In: Geochemical Event Markers in the Phanerozoic.- Erlanger geol. Abh., 122, 77-103; Erlangen.
- UNGER, F. (1870): Anthrazit-Lager in Kärnten.- Sitzungber. Östrr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt I, **60**, 777-794, Wien.
- WALLISER, O. H. (1964): Conodonten des Silurs. - Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 1-106, Wiesbaden.