©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Carinthia II	186./106. Jahrgang	S. 431–449	Klagenfurt 1996

Beitrag zur Geologie am Wildensteiner Wasserfall

Von Susanne LOITZ

Mit 9 Abbildungen und einer geologischen Karte

Zusammenfassung: Dieser Artikel stellt einen Beitrag zur Geologie des Wildensteiner Wasserfalls in Kärnten, Österreich, dar, basierend auf einer geologischen Neuaufnahme von 1993 im Maßstab 1:10.000. Der erste Teil besteht aus einer Beschreibung des Arbeitsgebietes und einem kurzen Überblick über die in den Nordkarawanken auftretenden Schichtenfolgen. Der zweite Teil enthält eine detaillierte Gesteinsbeschreibung der am Wildensteiner Wasserfall und seiner Umgebung auftretenden Gesteine und ein daraus abgeleitetes Faziesmodell, welches die Entstehungsbedingungen der Gesteine veranschaulichen soll. Abschließend werden neben den tektonischen Gegebenheiten am Wildensteiner Wasserfall die großräumigen tektonischen Bewegungen betrachtet, die zur Entstehung des Sedimentationsraumes führten.

Abstract: This paper should be a contribution to the geologie of the „Wildensteiner Wasserfall" in Kärnten, Austria, based on a geologic map (1:10.000) from 1993. The first part begins with a description of the studied region and, later on, gives a short introduction to the rocktypes, the Northkarawanken-range consists of. The second part deals with a detailed rock description of the studied area, that leads to a reconstruction of the rock formation region to illustrate the different buildingconditions. At last, the spacious tectonic movements, which can be seen as agents in the building processes of the rock forming area, are discussed. At this point the specific tectonic conditions at the „Wildensteiner Wasserfall" are mentioned.

EINLEITUNG

Geographie des Wildensteiner Wasserfalls

Das Naturdenkmal Wildensteiner Wasserfall befindet sich in Kärnten, Österreich, ca. 20 km SE von Klagenfurt an der Nordflanke der Nordkarawanken-Gebirgskette. Der Wasserfall ist über die Landesstraße Eisenkappel–St. Margareten zu erreichen, indem man in der Ortschaft Wildenstein beim Gasthof Zenker nach S in den Weg zur Sägemühle Hazar einbiegt. Von hier führt ein Fußpfad über einen bewaldeten Geröllfächer zum Wasserfall (Abb. 1).

Der Wasserfall wird durch den Wildensteiner Bach gespeist, der von S kommend, in einer Schlucht durch den Gebirgszug fließt und über dessen nördliche Flanke, die als eine ca. 55 m hohe, W-E-verlaufende Klippenwand ausgebildet ist, fällt. Die beidseitig die Schlucht des Wildensteiner Baches begren-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

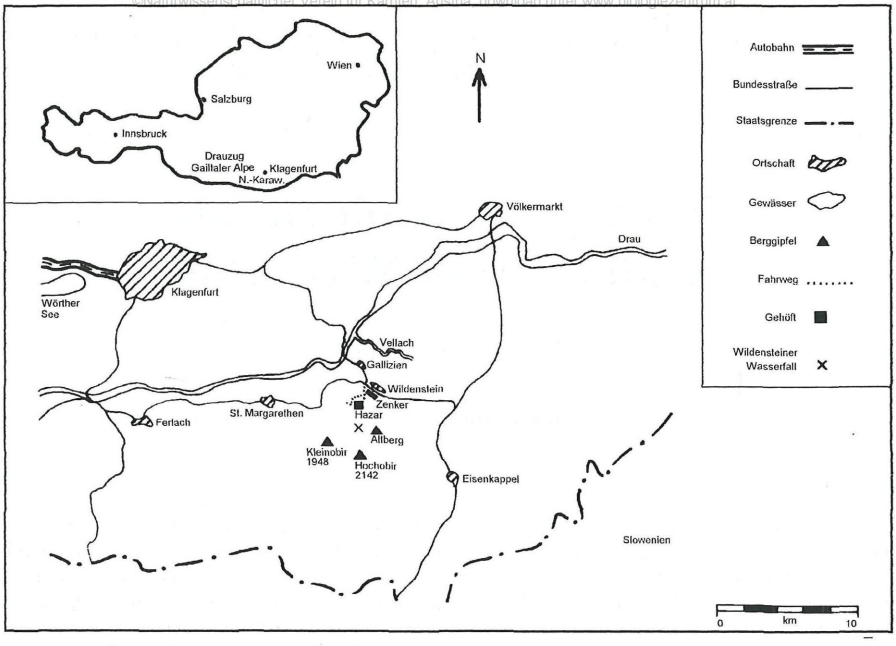


Abb. 1: Der Wildensteiner Wasserfall und seine Umgebung.

zenden Berggipfel sind im E der Altberg und im W der Kleinobir (Abb. 1). Nördlich der beiden Berge und deren Schuttfächer schließt eine wellig-kuppige, glazial geprägte Moränenlandschaft an, aus der Höhenzüge von meist bewaldeten, tertiären Konglomeraten ragen. Die Drauflußniederung und besonders die Niederung der Vellach fallen mit ihren teilweise sumpfigen, gestrüppbewachsenen Senken und dem Auftreten von Flußterrassen und kleinen, abgeschnürten Mäanderarmen ins Auge. Südlich vom Altberg und Kleinobir steigt das Gelände nach einer kurzen Verflachung bis zum Gipfel des ebenfalls noch zu den Nordkarawanken gehörenden Hochobirs an.

Schichtenfolge der Nordkarawanken

Als östliche Fortsetzung des Drauzuges, zu dem auch die Lienzer Dolomiten und die Gailtaler Alpen gehören, bilden die Nordkarawanken einen Ausschnitt des Ostalpins.

Die Nordkarawanken bestehen hauptsächlich aus jungpaläozoischen bis mesozoischen Sedimenten. Die paläozoischen Kristallingesteine sind nur am Südrand im Bereich von Eisenkappel, dem Eisenkappeler Aufbruch, aufgeschlossen. Der Eisenkappeler Aufbruch stellt einen Abschnitt der periadriatischen Naht dar, die als Grenze von Ostalpin und Südalpin angesehen wird. Karbon wurde bisher nicht belegt.

Die Schichtfolge des Perms und des Mesozoikums der Nordkarawanken ist in nordalpiner Fazies entwickelt. Die südalpinen Einflüsse sind, im Gegensatz zum benachbarten Drauzug, weniger stark entwickelt. Einen Überblick über die Schichtenfolge der Nordkarawanken gibt Abb. 2.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Geologie des Wildensteiner Wasserfalls (geologische Karte im Anhang)

Gesteinsbeschreibung

Von den Gesteinen der Nordkarawanken (Abb. 2) ist am Wildensteiner Wasserfall nur ein Teil der mesozoischen Schichtenfolge zu finden, von dem wiederum einige Gesteine nur als Lesesteine auftreten und andere spezielle Ausprägungen zeigen. Solche Merkmale werden bei der folgenden Gesteinsbeschreibung jeweils mit erwähnt.

Quartär		Glaziale Sande, Flußschotter	
Tertiär	Unter-sarmat	Sattnitz-Konglomerat Bärental Wellersdorfkonglomerat Rosenbacher Schichten	
Kreide	Alb	50 - 70 m Kalkbrekzie	
	Neokom	200 m Apytchenschichten	
Jura	Malm	14 m Rote Aptychenkalke 7 m Ruhpoldinger Radiolarit	
	Dogger	b. 10 m Filamentkalk/Bositrakalk, Klauskalk	
	Lias	4 - 9 m Adneter-Kalk b. 18 m Hierlatz-Kalk b. 40 m Rhätoliaskalk	
Trias	Rhät	200 m Kössener Schichten	
	Nor	750 m - 850 m Hauptdolomit, Plattenkalk	
	Karn	300 m Raibler Schichten	
	Ladin	1.400 m Wettersteinkalk, Partnachmergel	
	Anis	400 m Alpiner Muschelkalk	
	Skyth	Werfener Schichten	Permoskyth-sandstein
Perm		Griffener Schichten	
Karbon		Nicht bekannt, bzw. aufgeschlossen	
Devon		50 m Kalk-Schiefer-Abfolge	
Silur		100 m Tonschiefer-Lydit-Folge	
Ordovicium		650 m Tonschiefer mit eingeschalteten Vulkaniten	

Abb. 2: Schichtenfolge der Nordkarawanken nach TOLLMANN (1977), SCHRÖDER (1988), BAUER (1970) und GRIEM (1991).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Wettersteinkalk (Ladin) bis zu 1200 m

Die Wetterstein-Gesteine in der Umgebung des Wildensteiner Wasserfalls stammen aus dem Bereich einer tieferen Lagune über die Gezeitenflächen bis zu den zeitweise trockenfallenden Algenmattenflächen (Abb. 3), was die mikrofazielle Untersuchung von ca. 100 Gesteinsproben, die dem Hangschutt ca. 1 km E des Wasserfalls entnommen wurden, ergab. Eine Riffazies sowie die zeitgleich abgelagerten Partnach-Mergel, die die zugehörige Beckenfazies dokumentieren, konnten nicht nachgewiesen werden.

Basierend auf die mikrofaziellen Merkmale können die Wetterstein-Gesteine am Wildensteiner Wasserfall in unterschiedliche Mikrofaziestypen eingeteilt werden. Es wurde mit Hilfe der Wilsonschen Standard-Mikrofaziestypen (WILSON, 1975) zunächst eine Grobeinteilung vorgenommen, die schließlich durch die Bildung von elf eigenen Mikrofaziestypen ersetzt wurde. Diese werden im folgenden aufgezeigt.

1. Laminierter Algenpel-, Pseudopel- und Pelmikrit mit bereichsweise erhaltenen stromatolithischen Algenlagen mit Hohlraumgefügen vom Typ LLH und SH (FLÜGEL, 1978), laminaren Fenstergefügen und Birdseyes sowie Trocknungsstrukturen und vadose Zemente.
2. Stark umgelagerter Algenpel-, Pseudopel- und Pelmikrit mit Intraklasten.
3. Dolograinstone mit teilweise starken Dedolomitisierungserscheinungen und Relikthohlräumen von Organismen.
4. Pseudopel- und Pelmikrit, teilweise mit gradierter Schichtung oder Schrägschichtung, laminaren Fenstergefügen und eine auf Biodetritus und einzelne Ostracoden beschränkte Fauna.
5. Pack- bis Grainstone mit ca. 50% gut sortierten, mikritisch umrindeten (seltener vollständig mikritischen), stark abgerollten Pseudopeloiden und Rindenkörnern.
6. Homogener, graubrauner, leicht laminierter und teilweise bituminöser Mudstone mit sparitisierten Gastropoden- und Bivalvenschalen.
7. Graubrauner, homogener, fossilfreier Mudstone mit stylolithischen Drucklösungsbändern und dedolomitisierten Kalzitrhomboedern.
8. Biomikrit mit Anhäufungen bestimmter sparitisierter Organismenreste wie Megalodonten, Cyanophyceen und Foraminiferen.
9. Biopelsparit mit einer Anhäufung von mäßig gut eingeregelten, sparitisierten Megalodontenschalenhälften, die teilweise geopetale Füllungen von Peloiden enthalten.
10. Pisoidensparit mit Aggregatkörnern, Peloiden und Pseudopeloiden.
11. Neomorpher Mikrosparit mit dünnen Algenlagen und Relikten früher evaporitischer Ausfällungen.

Eine Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus der untersuchten Wetterstein-Gesteinsproben zeigt die Abb. 3.

ZEEH (1990) erkannte bei der Untersuchung von Wetterstein-Gesteinen des Drauzuges eine Hochzone in einer Lagune, die er als Entstehungsort der oft beschriebenen vererzten Gesteine der Bleiberger Fazies ansah. Auch in den Wettersteinkalken am Wildensteiner Wasserfall wurden kleinräumige Vererzungen gefunden, deren Auftreten jedoch nicht abhängig von bestimmten Mikrofaziestypen war. Es wird davon ausgegangen, daß die Ausläufer dieser Hochzone sich bis in diese Region fortgesetzt haben könnten.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

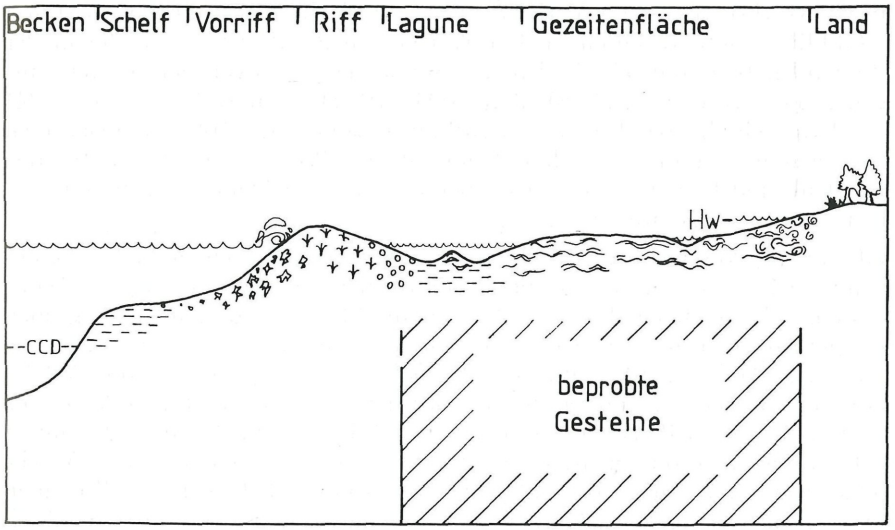


Abb. 3: Faziesmodell der Wetterstein-Gesteinsproben.

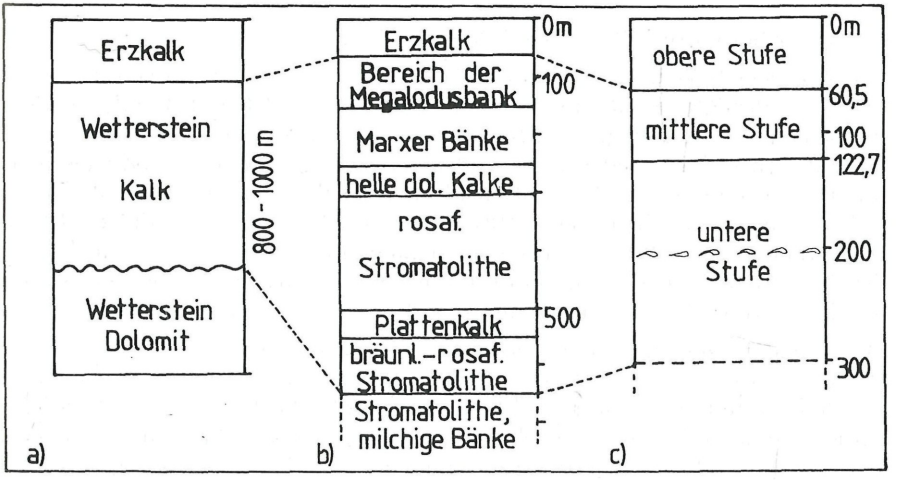


Abb. 4: a) Dreigliederung der Wettersteinkalke bei Bleiberg-Kreuth nach BECHSTÄDT (1975) sensu KOSTELKA (1971); b) Profil des Wetterstein-Kalkes im Rublandstollen/Bleiberg nach BECHSTÄDT (1975); c) Gliederung des Wetterstein-Kalkes nach HOLLER (1960), Rudolfschacht/Bleiberg.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

BECHSTÄDT (1975) sensu KOSTELKA (1971), BECHSTÄDT (1975) und HOLLER (1960) beschreiben drei Wetterstein-Profile (Abb. 4), die in der Region Bleiberg, teilweise in den Stollen und Schächten von Bergwerken, aufgenommen wurden. Nach BECHSTÄDT (1975) sensu KOSTELKA (1971) gliedern sich die bei Bleiberg-Kreuth insgesamt etwa 1000 m mächtigen Wetterstein-Gesteine in die drei Haupteinheiten Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und Erzkalk, wobei der Übergang von den Dolomiten zu den Kalken keine klare Grenze bildet.

HOLLER (1960) beschreibt in der unteren Stufe des Wettersteinkalks; die liegende Dolomitserie wurde in diesem Profil nicht erreicht; vorwiegend Kalkgesteine, die im liegenden Bereich eine Anzahl von graubraunen bis grünen Mergelbänken aufweisen. An dieser Stelle erwähnt er die liegende graugrüne *Megalodus*-Bank, in die zahlreiche *Megalodus*-Reste eingelagert sind. An der Grenze zwischen der unteren und mittleren Stufe fand HOLLER (1960) eine weitere *Megalodus*-Bank. Sie ist etwa 1 m mächtig, dunkelgrau bis bräunlich gefärbt und etwas dolomitisiert. Als mittlere Stufe wird eine monotone Wechsellagerung von grau-grün-weiß gestreiften Tonflaserkalken mit hellbraunen bis weißen Kalklagen beschrieben. Im hangenden Bereich der mittleren Stufe erwähnt HOLLER (1960) drei 2–3 m mächtige Bänke von strukturlosem weißem Dolomit. Die oberste Stufe besteht aus rhythmischen Wechsellagen von milchweißen Dolomitbänken und feinkörnigen schwarzen Breccien mit hellbraunem oder weißem Kalk. Sie werden als die sogenannten „edlen Lagen" bezeichnet und beinhalten die aus den hangendsten Teilen der Wetterstein-Gesteine bekannten Vererzungen.

Das von BECHSTÄDT (1975) im Rublandstollen aufgenommene Profil läßt sich gut mit den vorher beschriebenen korrelieren. Die Untergrenze des Wettersteindolomites wurde nicht erreicht.

Kössener Schichten (Rhät), ca. 200 m

Die Kössener Schichten aus dem Rhät sind nur vereinzelt als Lesesteine W unterhalb des Wasserfalls im Wald zu finden. Es handelt sich bei den Kössener Schichten um dunkel- und mittelgraue feingebänderte Kalke mit ebenen Schichtflächen. Die Bänderungen sind selten stärker als 0,5 cm und weisen an ihren Unterseiten stylolithische Drucklösungsstrukturen auf, die für ihre Entstehung einen Tongehalt von 5–10% im Sediment voraussetzen (TUCKER & WRIGHT, 1990). Die Bänderungen entstanden in dieser Form vermutlich in der Diagenesephase der Gesteinsbildung. Beim Anschlagen der Lesesteine wurde aufgrund des Geruchs ein geringer Bitumengehalt festgestellt.

Die Gesteine zeigen eine ockerfarbene Verwitterungskruste. SCHRÖDER (1988) führt diese „auf die Umwandlung (durch Oxidation, Anm. des Autors) von fein verteiltem schwarzem Pyrit zu bräunlich ockerfarbenem Limonit" zurück. Fossilien kommen nicht vor. Feine, sparitische Klüfte, die mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung verlaufen, bewirken einen kleinräumigen Versatz der Schichten, der nicht mehr als 1,3 mm beträgt. Kleine, fleckenhafte Vererzungen treten bevorzugt entlang der Klüfte auf. Die von SCHRÖDER (1988) beschriebenen Kössener Korallenkalke und Mergel waren unter den Lesesteinen nicht vertreten.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Rhätolias-Kalk (Rhät/Lias), ca. 40 m

Basierend auf der Auswertung eines zusammengesetzten Profils im Rhätoliaskalk von GIETL (1993), das am Wildensteiner Wasserfall und an den westlicher gelegenen Klippen aufgenommen wurde, konnte eine Dreiteilung des Rhätoliaskalkes festgestellt werden:

Die Basis bilden ca. 8 m mächtige, gebankte, dunkle, olivgraue bis -braune Mikrite, die im Hangenden bis zu 50% Ooide enthalten können. Die Ooide sind hellgrau bis gelblich gefärbt. Es folgt ca. 1 m eines gebankten, gelbgrauen dichten Kalkes, der bis zu 50% Onkoide enthalten kann. Die Schalen der Onkoide sind teilweise leicht rosa gefärbt. Den Abschluß bilden helle, ooid- und peloidführende, gelborangegraue gebankte Kalke mit einer Mächtigkeit von bis zu 30 m.

Hierlatz-Kalk (Unterer Lias), ca. 30 m

Die in der Umgebung des Wildensteiner Wasserfalls vorkommenden ziegelroten Hierlatz-Kalke enthalten durchschnittlich bis zu 55% Echinodermenfragmente. An der Grenze zu den liegenden, hellen Rhätolias-Kalken sind sie meist gelblich entfärbt, wobei die Zentralkanäle der Echinodermenfragmente jedoch die rote Färbung behielten. Die aus spätigen weißen Kalzitkristallen bestehenden Echinodermenfragmente können sehr variable Größen, die vom mm- bis in den cm-Bereich hinein reichen, aufweisen. Oftmals sind die Fragmente auch weggelöst, so daß unregelmäßig geformte, weiße, kalzitisch verfüllte Reliktstrukturen zurückblieben. Soweit noch erkennbar, handelt es sich bei dem größten Anteil der Fragmente um Seelilien-Stielglieder.

Die Matrix des Hierlatz-Kalkes ist feinkörnig, das Gestein macht jedoch bei makroskopischer Betrachtung einen grobkörnigen Eindruck, wenn der Anteil an Echinodermenfragmenten sehr hoch ist.

Zwischen dem Hierlatz-Kalk und dem hangenden Adneter Kalk kann eine Grenze oft nur ungenau festgelegt werden, da sich die Gesteine in der Farbe und im Fossilgehalt stark ähneln. Daß die Mächtigkeiten von Hierlatz-Kalk und Adneter Kalk darüber hinaus schwanken, erschwert eine Grenzziehung obendrein.

Adneter Kalk (Mittlerer bis Oberer Lias), ca. 10 m

Der Übergang von den Hierlatz- zu den Adneter Kalken ist makroskopisch manchmal durch eine zunehmende Knolligkeit der Gesteine zu erkennen. Die Gesteinsknollen sind jedoch nicht vollständig voneinander getrennt, sondern oftmals als flaserige, wellige Strukturen ausgebildet. Weiterhin treten im Gestein dunkle Flecken auf, die von Fe-Mn-Inkrustationen herrühren.

Mikroskopisch unterscheiden sich die Adneter von den Hierlatz-Kalken durch das Vorkommen von zartschaligen Foraminiferen, kleinen Gastropoden- und juvenilen Ammonitengehäusen. Der Anteil an Echinodermenresten im Gestein ist meistens geringer als beim Hierlatz-Kalk, kann aber auch fast genauso hoch sein. Auch feinverteilter Schill tritt auf. Die Matrix ist mikritisch.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Klaus-Kalk (Dogger)/Filament-Kalk (Dogger), ca. 10 m

Die von SCHRÖDER (1988) erwähnten Klaus-Kalke konnten am Wildensteiner Wasserfall nicht von den Adneter Kalken unterschieden werden. Mikroskopisch ließen sich jedoch die Filamentkalke von den Adneter Kalken unterscheiden. Es handelt sich hierbei um ziegelrote mikritische Kalke mit ca. 45% Filamenten, dünnschaligen Foraminiferen, Echinodermenfragmenten und Biodetritus, die nur am Wildensteiner Wasserfall, nicht aber in der Umgebung ausgemacht wurden. SUETTE (1978) nimmt an, daß es sich bei den Filamentkalken um eine lokale Ausbildung der Klausschichten am Wildensteiner Wasserfall handeln kann.

Ruhpoldinger Radiolarit (Malm), ca. 10 m

Die feinen, dichten Radiolarit-Kalke zeigen eine gebankte, ziegel- bis violettrote Ausbildung. Die Bänke haben eine Mächtigkeit von 5–15 cm. Zwischen den Bänken können dünne Mergellagen auftreten. Die Ruhpoldinger Radiolarite brechen scherbig bis muschelig. Sie verwittern zu dunkelroten lehmigen Böden mit kleinen roten, scharfkantigen bis grusigen Scherben. In dieser auffälligen Ausbildung lagern sie häufig den Klippen der Rhät- und Lias-Gesteine auf. Ein Anteil von bis zu 20% Radiolarien führte zu einer starken sekundären Verkieselung des Sedimentes, was dem Gestein den hohen Härtegrad verleiht. Trotz starker Zerklüftung und der damit einhergehenden Lösungsporosität macht das Gestein einen harten, massigen Eindruck. Die Klüfte sind teilweise kalzifiziert. An einigen Klüften sind erzhaltige Lösungen eingedrungen, was zur Bildung von Dendriten führte. Um einige Radiolarien ist als Anzeichen von beginnender Auflösung ein grauer Hof zu erkennen.

Rote Aptychenkalke (Malm/unteres Neokom), ca. 14 m

Die Mächtigkeit der Aptychenkalke beträgt am Wildensteiner Wasserfall ungefähr 10 m, sie schwankt aber auffallend nach Westen hin. Teilweise fehlen die Aptychenkalke in der Umgebung völlig. Es handelt sich um feine violett-rote mergelige Kalke mit graugrünen Flammen. Die Ausbildung der Gesteine ist oft flach-knollig. An Fossilien kommen 20–70% Filamente und biogener Detritus vor, davon entfallen ca. 5% auf Echinodermenfragmente.

Aptychenschichten (Neokom), ca. 200 m

Die hellen Aptychenschichten treten in zwei Varietäten auf, die ohne scharfe Grenze ineinander übergehen.

Im Liegenden sind hellgraue plattige bis dünnbankige Kalke mit dunkleren Flecken, die bis zu 10 cm große Hornsteinlinsen führen, zu finden. Die Hornsteinlinsen sind vermutlich auf verkieselte Bioturbationen zurückzuführen. Diese untere Varietät überwiegt am Wildensteiner Bach S des Wasserfalls.

Die hangende, mergeligere Varietät der Aptychenschichten ist, was die Mächtigkeit betrifft, im Bachbett unterrepräsentiert, da sie zum großen Teil von den im Bachbett und an seinen Hängen liegenden, großen Blöcken der tertiären Überschiebungsbrekzie (s. u.) überdeckt wurde. In den hangenden Bereichen sind die Aptychenschichten als plattige dunkle Kalke ausgebildet,

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at
die keine Hornsteinlinsen führen. Zwischen den Schichten befinden sich Mergeleinschaltungen, die oft als Wasserstauer fungieren.

Ein weiteres auffälliges Merkmal der Aptychenschichten besteht darin, daß sie sehr stark verfaltet sein können. Dies ist besonders deutlich an einem ca. 200 m langen Böschungsabschnitt eines in W–E-Richtung verlaufenden Forstweges westlich des Wildensteiner Wasserfalles auf einer Höhe von ca. +800 m NN zu sehen.

Makroskopisch erkennbare Fossilien einschließlich der namengebenden Aptychen wurden nicht gefunden. Die Dünnschliffauswertung ergab einen Gehalt von bis zu 30% Biodetritus und Radiolarien, die als Silikatquelle für die verkieselten Bioturbationen gedient haben könnten. Meist lagen diese Mikrofossilien nur noch als sparitisierte Hohlräume vor.

Kalkbrekzie (Alb), bis zu 50 bis 70 m

Die Kalkbrekzie aus dem Alb ist am Wildensteiner Wasserfall und auch in seiner Umgebung nicht anstehend zu finden, was wahrscheinlich dadurch bedingt ist, daß sie von den Wettersteinkalken überschoben wurde. Ihr Vorhandensein in der Region wird jedoch durch Lesesteine bewiesen, die hauptsächlich südwestlich des Wildensteiner Wasserfalls in einer Kehre des Wanderweges 7 auf ca. +720 m NN gefunden wurden.

Das Gestein ist nur wenig porös. Die Farbe der kalkigen Matrix ist graugelblich bis orange. Die Komponenten, deren Anteil bis zu 60% betragen kann, sind schlecht sortiert und angerundet. Sie sind kalkig und hellgelblichgrau gefärbt. Im Dünnschliff fiel das fast vollständige Fehlen von offenen Klüften auf. Viele Klüfte sind mikritisch verfüllt. Das gesamte Material ist stark neomorph überprägt.

GESTEINE DES TERTIÄRS UND QUARTÄRS

Bärental-Konglomerat (Tertiär), ca. 150 m

Das tertiäre Bärental-Konglomerat tritt nördlich anschließend an die Jura-Neokom-Abfolgen W des Wildensteiner Baches sowie als isolierter, etwa E-W-verlaufender Höhenzug in der durch quartäre Ablagerungen beherrschten Ebene nördlich der Jura-Neokom-Abfolgen auf.

Beim Bärental-Konglomerat handelt es sich um ein grobklastisches Sediment, dessen Gerölle zu ca. 80% aus kalzitischem und zu ca. 20% aus kristallinem Material bestehen, wobei Quarze den größten Teil der Kristallingerölle ausmachen. Die Gerölle sind manchmal etwas abgeflacht und treten dann leicht eingeregelt auf. Der Rundungsgrad ist gut. Ihre Größe überschreitet selten 10 cm. Das Bindemittel hat eine gelbliche bis bräunliche Farbe und ist karbonatisch. Das Gestein zeigt eine deutliche Bankung im Meterbereich. Es existieren linsenförmige, schlecht abzugrenzende Bereiche, in denen jeweils Komponenten einer ähnlichen Größe dominieren. In den Basisschichten des Bärental-Konglomerates treten lokal tonige Lagen auf, die gut durch die darüberliegenden Quellhorizonte zu erkennen sind. Es wird vermutet, daß es sich hierbei um die tonigen und kohlehaltigen Rosenbacher Schichten handelt.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Überschiebungsbrekzie (Tertiär?)

Diese Brekzie ist am Wildensteiner Wasserfall nicht anstehend zu finden, sie tritt in Form von teilweise stark angewitterten, bis zu zimmergroßen Blöcken im Bachbett des Wildensteiner Baches auf. Nach S (bachaufwärts) wird das Blockwerk der Brekzie durch grobblockigen Wetterstein-Hangschutt ersetzt, der so mächtig wird, daß der Wildensteiner Bach zwischen den Blöcken verschwindet. Er tritt, die wasserstauende Eigenschaft der mergeligeren Aptychenschichten-Vatietät weiter N nutzend, zwischen dem Blockwerk der Überschiebungsbrekzie wieder zutage. Die auffälligsten Merkmale dieser Brekzie sind das fast völlige Fehlen einer Matrix und die sehr ungleiche Größe der leicht gerundeten grauweißen Komponenten, die im cm- bis dm-Bereich liegt. Die Komponenten bestehen zum größten Teil aus Rhätoliaskalk- und Wettersteinkalk-Gesteinen.

Gehängebrekzie (Quartär)

Eine quartäre Gehängebrekzie ist in einer Höhe von ca. +1150 m NN aufgeschlossen. Ihre zum Teil sehr großen Komponenten sind als Hangschutt bis hinunter auf ca. +750 m NN zu finden. Die 0,5 bis 40 cm großen Komponenten dieser Brekzie sind eckig bis leicht gerundet. Eine Einregelung war nicht festzustellen. Das Gefüge ist komponentengestützt und der Matrixanteil sehr gering. Die Komponenten bestehen zum größten Teil aus Wettersteinkalk, untergeordnet kommen Plattenkalke vor.

Faziesmodell

Mit diesem Kapitel wird ein Versuch gemacht, den Ablagerungsraum der im Untersuchungsgebiet auftretenden Gesteine des Ladin bis Neokom und die Ursachen seiner Änderungen über diesen Zeitraum hinweg zu beschreiben.

Die Gesteine der Oberkreide bis zum Quartär sind zum größten Teil aus Komponenten der Trias- und Jura-Neokom-Gesteine zusammengesetzt. Ihre Entstehung war demnach nicht direkt von den Vorgängen bei der Karawankenüberschiebung abhängig, obwohl sie natürlich als Folge davon angesehen werden muß. Aus diesem Grund werden die letztgenannten Gesteine in einem eigenen Unterkapitel behandelt.

Trias bis Neokom

Im Anis setzten sich im Ost- und Südalpin mit der Muschelkalk-Transgression der Tethys vollständig marine Verhältnisse durch. Im Laufe der mittleren Trias reichten die Ausläufer der Tethys von Osten her bis weit in den Westen von Pangäa hinein, was zur Ausbildung der typischen Faziesformen der alpinen Trias führte: Bei günstigem Klima bildete sich eine große Karbonatplattform mit Riffen, Lagunen in den Rückriffbereichen und ausgedehnten Algenmattenflächen (Abb. 5). Die große Mächtigkeit der Riffkomplexe wird bei SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER (1987) mit einer „... langanhaltenden Schelfabsenkung an einem passiven Kontinentalrand ..." erklärt. Die Absenkungsrate war gering genug, um es den riffbildenden Organismen zu ermöglichen, die Absenkung ihres Untergrundes mit ihrem Wachstum zu kompensie-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

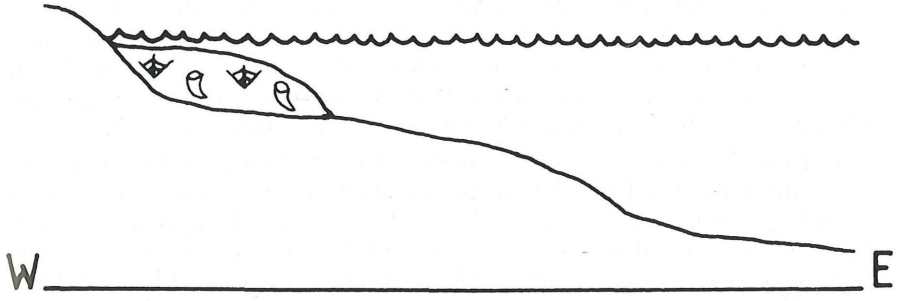


Abb. 5: Stark schematisiertes Profil des alpinen Ablagerungsraumes in der mittleren Trias mit Plattformkarbonaten.

ren. Die Ursache der Absenkung ist in der beginnenden Öffnung des Nordatlantiks zu sehen. Die Bewegungen übertrugen sich als Scherbewegungen nach E auf den Tethys-Raum. Die mächtigen ladinischen Wetterstein-Gesteine repräsentieren die Karbonatplattform-Sedimente. Ihre mikrofaziellen Merkmale im Untersuchungsgebiet belegen eine Bildung im Bereich einer tieferen Lagune über die Gezeitenflächen bis zu den zeitweise trockenfallenden Algenmattenflächen.

Im Karn wurden während einer kurzzeitigen Regression, während der das Riffwachstum zeitweise unterbrochen wurde, die Raibler Schichten abgelagert, die aber in dem beschriebenen Gebiet nicht nachgewiesen werden konnten.

Eine Lagunen- und Wattfazies stellen die im Nor sedimentierten, teilweise bitumenhaltigen Hauptdolomite dar. Der Bitumengehalt verringert sich zum Hangenden hin, wodurch auf verbesserte Durchlüftungsverhältnisse geschlossen werden kann. Die hangenden Bereiche des Nor bestehen aus einer Wechselfolge von Plattenkalken und Dolomiten, die von einem Fortbestehen der mehr oder weniger bewegten Lagunenfazies zeugen.

Bis in den Jura hinein setzten sich die Öffnungsbewegungen des Nordatlantiks nach E hin mit einer Scherbewegung zwischen dem afrikanischen und dem eurasischen Teil Pangäas fort. Diese Scherbewegung in Richtung der Tethys führte zum Aufreißen des Südpenninischen Ozeans, der als „Bewegungsnaht" angesehen wird, und damit zum Zerbrechen der Karbonatplattform „... zu einem rasch absinkenden Schollenmosaik ..." (SCHÖNENBERG

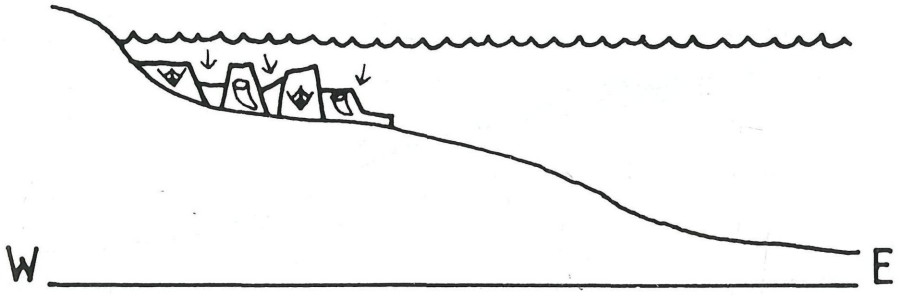


Abb. 6: Stark schematisiertes Profil des alpinen Ablagerungsraumes in der Obertrias bis zum unteren Jura mit dem Schollenmosaik der absinkenden Karbonatplattform.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

& NEUGEBAUER, 1987) führte (Abb. 6). Die folgenden Ablagerungen auf den verschiedenen Niveaus der Karbonatplattform-Reste zeichnen sich durch unterschiedlichste Faziestypen und -mächtigkeiten auf z. T. engstem Raum aus. Es kommen sowohl feinkörnige Still- bzw. Tiefwasserablagerungen als auch Sedimente, die im flacheren Wasser abgelagert wurden, vor (Abb. 7).

Die Kössener Schichten des Rhät, mit ihrer Dreigliederung in Korallenkalke, Mergel und Kalke (BAUER, 1970), können als Bildungen in einem derartigen Milieu angesehen werden, das SCHRÖDER (1988) als Beckenfazies mit Schwellenregionen, auf denen sich Korallenriffe bildeten, beschreibt. Auch die Faziestypen der Rhätolias-Kalke dokumentieren unterschiedliche Ablagerungsbedingungen. So sind die liegenden Mikrite nach GIETL (1993) in einem ruhigen, tieferen Lagunenbereich im Schutz einer höhergelegenen Barriere entstanden. Die Sedimentation der Onkoid-, Ooid- und Peloidspatkalke fand auf verschiedenen Regionen der höherenergetisch beeinflußten, landferneren Barriere statt. Die hangende Position der Spatkalke über den Mikriten wird als Folge einer regressionsbedingten Verflachung des Ablagerungsmilieus betrachtet, so daß höherenergetische Sedimente in den bisherigen Stillwasserbereichen abgelagert werden konnten. Die anschließende Bildung der Echinodermenfragmente führenden Hierlatz-Kalke im unteren Lias zeugt von einem offenen, flachmarinen Bewegtwasserbereich, in dem große Seelilienfelder entstanden. Als Ursache für diesen Fazieswechsel seit dem Rhät wird die Öffnung des südpenninischen Ozeanarms angesehen. Die Mächtigkeitsschwankungen der Hierlatz-Kalke hielt JENKYNS (1971) für eine Folge von durch Tieden- oder anderen Strömungen entstandene Megarippel in dem Sediment.

Für die Bildung der Adneter Kalke im mittleren bis zum oberen Lias wird ein Faziesraum angenommen, der dem des Hierlatz-Kalkes ähnlich war. Der Fossilgehalt deutet jedoch, aufgrund des zusätzlichen Auftreten von zartschaligen Foraminiferen, kleinen Gastropoden- und juvenilen Ammonitengehäusen sowie feinverteiltem Schill, auf einen verstärkt tiefermarinen Einfluß hin. Sedimentationsunterbrechungen bzw. Mangelsedimentation und das Anlösen bereits vorhandener Sedimente sind nach SUETTE (1978) mögliche Ursache für die Entstehung der Fe-Mn-Krusten einerseits und der Knolligkeit des Gesteins andererseits.

Die Klausschichten des Dogger bzw. ihre lokale Ausbildung als Filament-Kalke am Wildensteiner Wasserfall weisen einen deutlich abnehmenden Gehalt

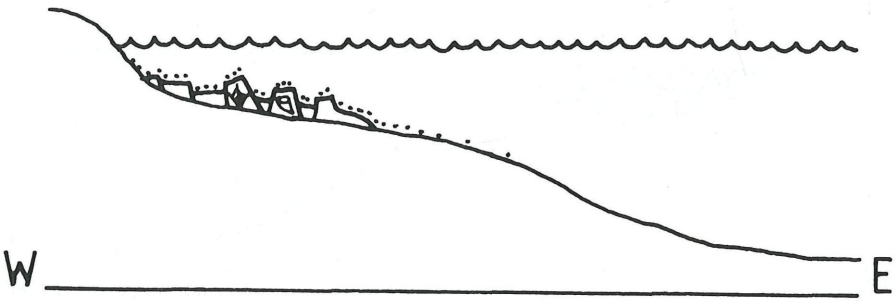


Abb. 7: Stark schematisiertes Profil des alpinen Ablagerungsraumes im mittleren bis zum oberen Jura mit beginnender tiefermariner Sedimentation auf den Plattformresten.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

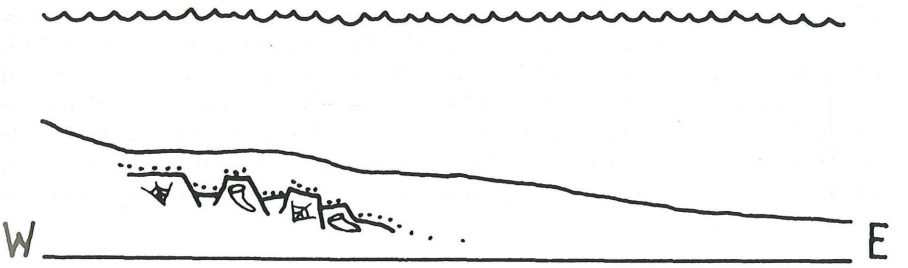


Abb. 8: Stark schematisiertes Profil des alpinen Ablagerungsraumes vom oberen Jura bis zum Neokom mit vollständig tiefmariner Sedimentation.

an Echinodermen-Fragmenten und eine leichte Zunahme des Gehaltes an juvenilen Ammonitengehäusen gegenüber den Adneter Kalken auf, wodurch sich der Fortbestand oder sogar die Verstärkung der marinen Verhältnisse dokumentiert. FENNINGER et al. (1972) halten einen tieferen Bildungsbereich für wahrscheinlich, SCHRÖDER (1988) schlägt einen tiefneritischen Bildungsbereich vor.

Das Auftreten der Ruhpoldinger Radiolarite im Malm zeugt von vollmarinen Verhältnissen mit großen Wassertiefen, verursacht durch die Expansion des Südpenninischen Ozeans (Abb. 8). SCHRÖDER (1988) hält einen Bildungsbereich der Radiolarite unterhalb der ACD und oberhalb bzw. innerhalb der CCD für wahrscheinlich. Hierauf weisen die in den Mergellagen der Radiolarite vereinzelt auftretenden, kalzitischen Fossilreste von Belemniten und Aptychen hin, wohingegen aragonitische Ammonitengehäuse fehlen (SCHRÖDER, 1988). Derartige Fossilreste konnten in den Ruhpoldinger Radiolariten nicht nachgewiesen werden. Auch im unteren Tithon bis zum unteren Neokom lagen marine Verhältnisse vor, es entstanden in einem tiefen bathyalen bis pelagischen Milieu die Roten Aptychenkalke. Der hohe Biogendetritus-Gehalt des Sedimentes läßt die Vermutung zu, daß, wohl aufgrund der großen Tiefe, kaum Organismen in situ in diesem Bereich gelebt haben. Es wurden nur die abgesunkenen Gehäusereste der in flacheren Zonen lebenden Organismen in die feinkörnige Matrix einsedimentiert. Die leichte Knolligkeit des Gesteins könnte, wie bei den Adneter Kalken, auf Mangelsedimentation zurückzuführen sein. Die starken Schwankungen der Mächtigkeiten der Roten Aptychenkalke erklärt SCHRÖDER (1988) sensu DIERSCHE (1980) mit „... episodisch stärkeren Bodenströmungen" in dem durch primäre Reliefunterschiede geprägten Tiefschwellen-Ablagerungsraum.

Es wird angenommen, daß die durch das Auseinanderbrechen und Absinken der triassischen Karbonatplattform entstandenen Reliefunterschiede nicht allein die Ursache der Mächtigkeitsschwankungen der Roten Aptychenkalke sind. Auch bei den anderen untersuchten Gesteinen wurden, je nach Lokalität, unterschiedliche Mächtigkeiten, die bis zum Fehlen ganzer Gesteinsserien führten, beobachtet. Sicherlich wird die Erklärung auch in diesen Fällen z. T. bei diesen vorgegebenen Reliefunterschieden zu suchen sein. Bei den Roten Aptychenkalken fallen die Mächtigkeitsschwankungen nur subjektiv stärker auf, da die durchschnittliche Gesamtmächtigkeit dieser Gesteine im Bereich der Schwankungsbreite von sämtlichen Gesteinsmächtigkeiten in dem untersuchten Gebiet liegt.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Als Ablagerungsraum der Aptychenschichten aus dem Neokom wird ein ruhiger, pelagischer bis bathyaler Meeresbeckenbereich angenommen (SCHRÖDER, 1988). Biodetritus und Radiolarien wurden einsedimentiert. Bei den Hornsteinlinsen könnte es sich um verkieselte Bioturbationen handeln, die das Silikat aus den Radiolarien bezogen. Der zum hangenden hin zunehmende Mergelgehalt belegt einen verstärkten Toneintrag in das Ablagerungsgebiet, was eine Änderung von Strömungsrichtungen von einem landnäheren Liefergebiet her annehmen läßt.

Alb bis Quartär

Die Kalkbrekzie aus dem Alb deutet SCHRÖDER (1988) sensu VAN HUSEN (1975) als Ablagerungen eines Turbiditstromes.

Das Material der Gerölle des Bärental-Konglomerates stammt zum großen Teil aus den triassischen und jurassischen Gesteinen des Karawanken-Nordstammes. Es wurden durch Schuttfächer, die sich im Zuge der Karawankenhebung bildeten, in ein nach E entwässerndes Flußsystem eingeschwemmt (GRIEM et al., 1991) und vermischte sich z. T. mit den aus dem Drauzug und dem Tauernfenster stammenden Flußgeröllen, was den Gehalt an Kristallingeröllen im Bärental-Konglomerat erklärt.

Die großen Brekzienblöcke im Bachbett des Wildensteiner Baches weisen durch das überwiegende Auftreten von Wetterstein- und Rhätoliaskalk-Komponenten auf eine Entstehung im Zuge der Karawankenüberschiebung hin. Der Wettersteinkalk könnte bei seinem nordgerichteten Schub die Gesteine des Rhätolias als Gleitbahn genutzt haben, was in der Scherzone zur Bildung einer Zweikomponentenbrekzie führte. Die dazwischenliegenden weicheren Gesteine, wie z. B. die Kössener Schichten, wurden vermutlich ausgepreßt. RICHTER & FÜCHTBAUER (1981) nehmen für eine Brekzie mit den Merkmalen a) wenig Matrix, b) schlechter Rundungsgrad und c) schlechte Sortierung der Komponenten eine Entstehung durch Scherbewegungen mit kurzen Transportwegen an, bei der die Gesteine zerbrochen, die Bruchstücke jedoch nicht weit voneinander getrennt wurden.

Durch die Gehängebrekzie ist nach KAHLER (1955) ein quartärer Bergrutsch von Wetterstein- und Plattenkalk-Gesteinen dokumentiert, was die nördliche Einfallrichtung der Brekzie belegt.

Merkmale vom Schmelzwasserabfluß nach den quartären Vereisungen der Region sind mit den glazialen Sanden und Kiesen dokumentiert, die die Morphologie N der Jura-Neokom-Abfolge prägen. Verschiedene Kreuz- und Schrägschichtungstypen sowie unterschiedliche Korngrößen und -lagerungen sind Zeugnis von einem dynamischen Sedimentationsvorgang im Laufe des Rückzuges der Gletscher. Diese hinterließen außerdem kleinräumige Moränenstrukturen sowie ein als Toteisloch interpretiertes kleines Sumpfgebiet S der Ortschaft Wildenstein.

Mehrere Generationen von Flußterrassen und einige abgeschnürte Mäanderarme, die den Lauf der Vellach begleiten, zeugen vom Abfluß größerer Wassermengen, wie sie beim Zurückweichen der Gletscher in dieser Region aufgetreten sind.

Durch das vielfache Aufstauen der Drau zur Elektrizitätsgewinnung und die Uferbefestigungen wurde der natürliche Flußlauf stark beeinflußt, so daß ähnliche Strukturen am Drauufer nicht zu finden sind.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tektonik der Nordkarawanken

Nach SCHÖNENBERG u. NEUGEBAUER (1987) wurde der ostalpine Bereich, zu dem die Nordkarawanken gehören und der mit dem Südalpin zusammen die Front der Adriatischen Platte bildete, zusammen mit dem Südalpin nach N auf das Penninikum und später auf das Helvetikum aufgeschoben. Dadurch wurde der Südpenninische Ozean, der sich als Folge der von W nach E übergreifenden Scherbewegungen der Nordatlantiköffnung bildete, von Süden her geschlossen. Ursache war die fortschreitende Kollision des Afrikanischen gegen den Eurasischen Kontinent. Die Adriatische Platte, die zwischen den beiden kollidierenden Kontinenten lag, wurde dabei auf Eurasia aufgeschoben und nach S verkippt.

Diese komplexen und weitläufigen Bewegungen machten sich in den Nordkarawanken durch das Abgleiten der Jura-Neokom-Schichtserien vom Wettersteinkalk und des weiteren durch den nach N gerichteten Schub des Wettersteinkalkes bemerkbar, der dann die Jura-Neokom-Schichtenfolge überfuhr. Dabei fand vermutlich auch die Verfaltung der Aptychenschichten statt. Die Bewegungen dauerten mindestens bis ins Tertiär an, was daran zu erkennen ist, daß die Jura-Neokom-Serie wiederum das N vorgelagerte Bärental-Konglomerat teilweise überschoben hat. Dadurch wurde das Bärental-Konglomerat leicht verstellt (Abb. 9).

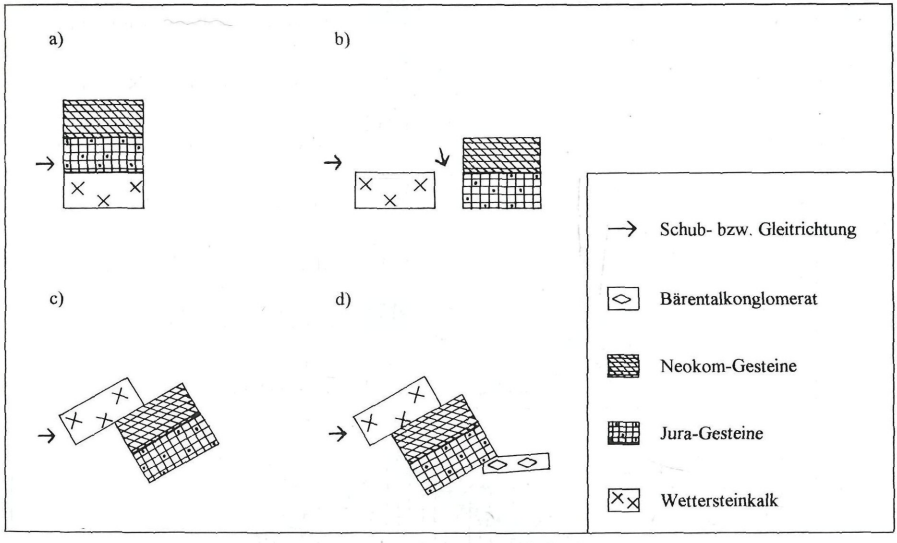


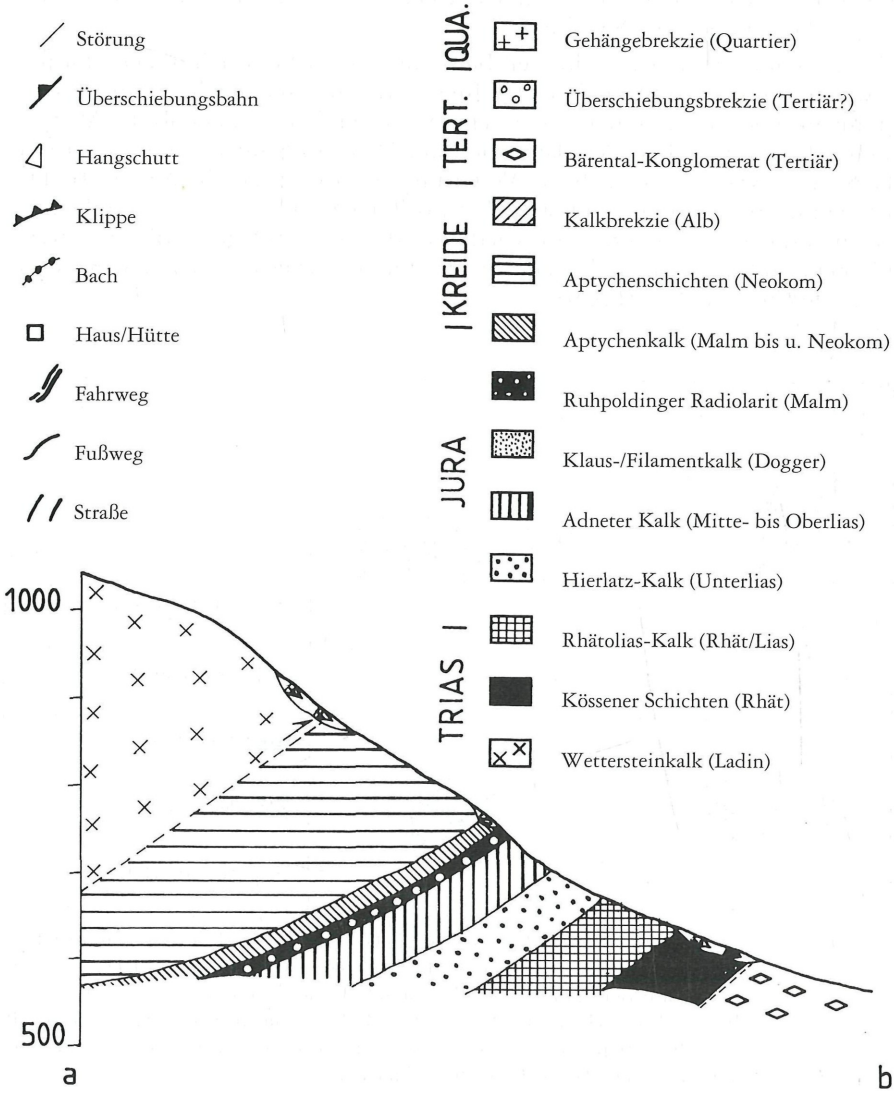
Abb. 9: Stark schematische Darstellung der möglichen tektonischen Vorgänge von der Oberkreide bis zum Quartär in den Nordkarawanken, verändert nach (GIETL, 1993). a) Ausgangssituation, b) Abgleiten des Jura-Neokom-Schichtpaketes vom Wettersteinkalk, c) Überschiebung der Jura-Neokom-Gesteine durch den Wettersteinkalk, d) Aufschieben der Jura-Neokom-Gesteine auf das Bärentalkonglomerat durch den weiterhin anhaltenden Schub des Wettersteinkalkes.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

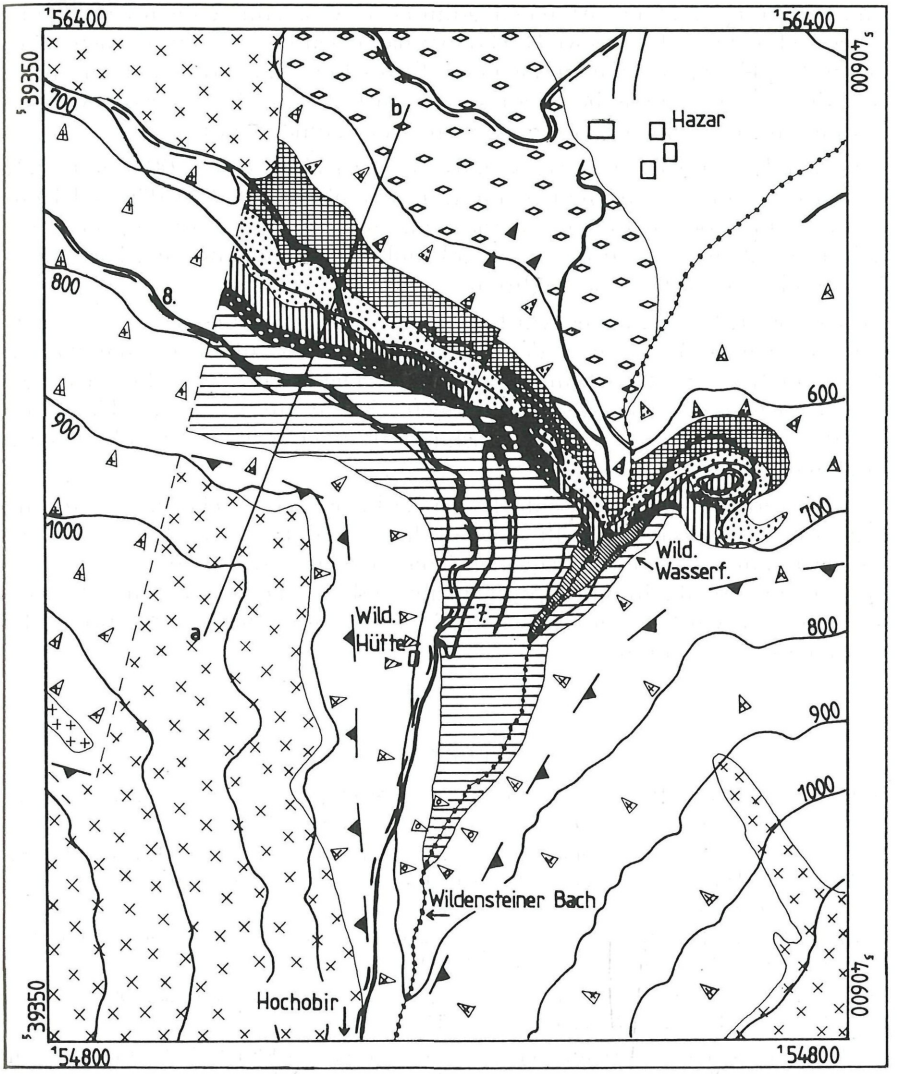
Tektonik am Wildensteiner Wasserfall

Die Lage der Jura-Neokom-Abfolge unterhalb des älteren Wettersteinkalkes in der Region des Wildensteiner Wasserfalls fällt sofort auf. Weiterhin ist zu bemerken, daß der Wettersteinkalk mit ca. 30° nach NNW und die Jura-Neokom-Schichtenfolge mit 20° bis 40° nach S bis SW einfallen. Die bei den Aptychenschichten des Neokom teilweise stark abweichenden Werte sind mit der intensiven Verfaltung dieser Serie zu erklären.

Die Überschiebungsbahn des Wettersteinkalkes auf die Jura-Neokom-Gesteine liegt nach KAHLER (1953) am Nordfuß des Hochobirs sehr tief, er vermutet ihre Lage beim Wildensteiner Wasserfall bei + 600 m NN. E des Was-



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at



Geologische Karte des Wildensteiner Wasserfalls. Ausschnitt aus der ÖK 1:50.000, Blatt 203, Maria Saal

ca. 300 m

↑N

serfalls würde sie demnach unter dem Wetterstein-Hangschutt verlaufen. Die Lage der Überschiebungsbahn der Jura-Neokom-Abfolge auf das Bärental-Konglomerat konnte wegen der quartären Bedeckung nicht genau lokalisiert werden.

Die schwankenden Mächtigkeiten der Jura-Neokom-Schichtserie in der Umgebung des Wildensteiner Wasserfalls lassen sich mit einem von TRÜMPY (1988) vermuteten Grabenbruch, der sich in der Zeit von der mittleren Trias bis in den Jura bildete und der vermutlich als ein Ausläufer des Südpenninischen Ozeans angesehen werden kann, erklären. Während der Entstehung

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

und Vertiefung des Grabens in den ladinischen Ablagerungen wurden die jüngeren Sedimente auf den jeweils schon vorhandenen Einsenkungsflächen abgelagert. So gelangten Ablagerungen desselben Alters von vornherein auf unterschiedliche morphologische Niveaus und wurden somit den unterschiedlichen Bedingungen verschieden tiefer Sedimentationsräume ausgesetzt.

Westlich des Wildensteiner Wasserfalls, auf einer Höhe von +500–600 m NN finden sich einige Gleitschollen von Wettersteinkalk, die dem Bärental-Konglomerat bzw. der quartären Überdeckung aufliegen. Es wird angenommen, daß sie ebenfalls im Zuge der Karawankenüberschiebung von ihrer hangenden Position her abbrachen und abglitten.

In dem bearbeiteten Gebiet wurde eine tektonische Störungen gefunden. Sie befindet sich ca. 300 m NW des Wasserfalls, und ist auf einer Länge von ca. 100 m in NNE–SSW-Richtung zu verfolgen. Die Störung bewirkt einen Versatz der Rhätolias-, Hierlatz- und Adneter Kalke um etwa 5 m. Unterhalb +540 m NN wird sie von Hangschutt aus überwiegend Rhätoliassischen Gesteinen überdeckt.

Es wird vermutet, daß die Schlucht des Wildensteiner Baches keine Störung mit größerem Versatz darstellt, obwohl dieser Schluß aufgrund der E und W des Baches nicht gegenüberliegenden Grenzen zwischen Ruhpoldinger Radiolarit, Filamentkalk, Rotem Aptychenkalk und Aptychenschichten naheliegt. Der Umstand wird als ein Effekt betrachtet, der durch die Einfallrichtung der Gesteine zustandekommt.

LITERATUR

BAUER, F. K. (1970): Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jahrb. Geol. B.-A., 113., 189–245, Wien.

BECHSTÄDT, T. (1975 A): Sedimentologie und Diagenese des Wettersteinkalkes von Bleiberg-Kreuth. Ein Hinweis zur Genese der Blei-Zink-Erze. – Berg- u. Hüttenm. Monatsh.,120./H.10, 466–471, Leoben.

BECHSTÄDT, T. (1975 B): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 149./1., 73–95, Stuttgart.

FENNINGER, A., & HOLZER, H. L. (1972): Fazies und Paläogeographie des Oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63., 52–140, Wien.

GIETL, R. (1993): Karbonatsedimentologische Untersuchungen der Rhätoliaskalke (Rhät-?Lias) am Hochobir (Nordkarawanken, Österreich). – Teil 2., Unveröff. Diplomarbeit, Universität Bremen, Bremen.

GRIEM, W., WOLF, S., SYLVESTER, H., THIEDIG, F. (1991): Sedimentologie und Sediment-Petrographie des tertiären Sattnitzkonglomerates zwischen Villach und Klagenfurt (Kärnten, Österreich). – Jb. Geol.. B.-A., 134./1, 27–36, Wien.

HOLLER, H. (1960): Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. – Carinthia, 150./70, 2., 63–75, Klagenfurt.

JENKYNS, H. C. (1971): Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the tethyian jurassic. – Geol. Rdsch., 60., 471–488, Stuttgart.

KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – 78, Carinthia II, Sd.-H. 16, Klagenfurt.

RICHTER, D., FÜCHTBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. Dt. Geol. Ges.,132., 451–501, Hannover.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at
SCHÖNENBERG, R., & Neugebauer, J. (1987): Einführung in die Geologie Europas. – 5. Aufl., 294, Rombach GmbH + Co. Verlagshaus KG, Freiburg im Breisgau.

SCHRÖDER, M. (1988): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen der Obertrias bis Unterkreide am Nordrand der Karawanken zwischen St. Margareten im Rosental und Abtei. I. – Jb. Geol. B.-A., 131./1., 133–151, Wien.

SUETTE,G. (1978): Litho- und Biostratigraphische Gliederung des Jura und Neokom der Nordkarawanken. – 97 S., Unveröff. Dissertation, Universität Graz, Graz.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich – 766 S., Wien (Deuticke).

TRÜMPY, R. (1988): A Possible Jurassic-Cretaceous transform-system in the alps and the carpathians. – Geol. soc. America, sp. paper 218., 93–109, Tulsa.

TUCKER, M. E., & WRIGHT, P. V. (1990): Carbonate Sedimentology. – 492, Oxford (Blackwell Scietific Publications).

WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in Geologic History. – 471, Springer-Verlag, Berlin.

ZEEH, S. (1990): Fazies und Diagenese des obersten Wettersteinkalk (Karn) der Gailtaler Alpen (Drauzug, Österreich). – Freiburger Geowiss. Beitr., 1., VI + 210, Freiburg.

Anschrift des Verfassers: Susanne Loitz, Westerstr. 3, D-28199 Bremen

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Carinthia II

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: 186_106

Autor(en)/Author(s): Loitz Susanne

Artikel/Article: Beitrag zur Geologie am Wildensteiner Wasserfall 431-449