

Geologische Exkursion
durch das Hochschwabgebiet
22.08 – 23.08 2003



Arbeitsgruppe Hydrogeologie

Exkursionsprogramm:

Anreise von Wien: A1 – Westautobahn bis Abfahrt Ybbs/Donau, dann auf der Bundesstraße nach Wieselburg/Scheibbs, weiter Richtung Gaming, Lunz am See, Göstling, Abzweigung Richtung Lassing (Hochkar), Palfau – kurz vor Palfau – Abzweigung nach Wildalpen.
Fahrzeit von Wien ca. 2 ½ - 3 Stunden !

Treffpunkt und Start der Exkursion:

22.08.03 – 10h , Treffpunkt - Parkplatz vor dem Hotel „Kristall“ im Ortszentrum von Wildalpen.

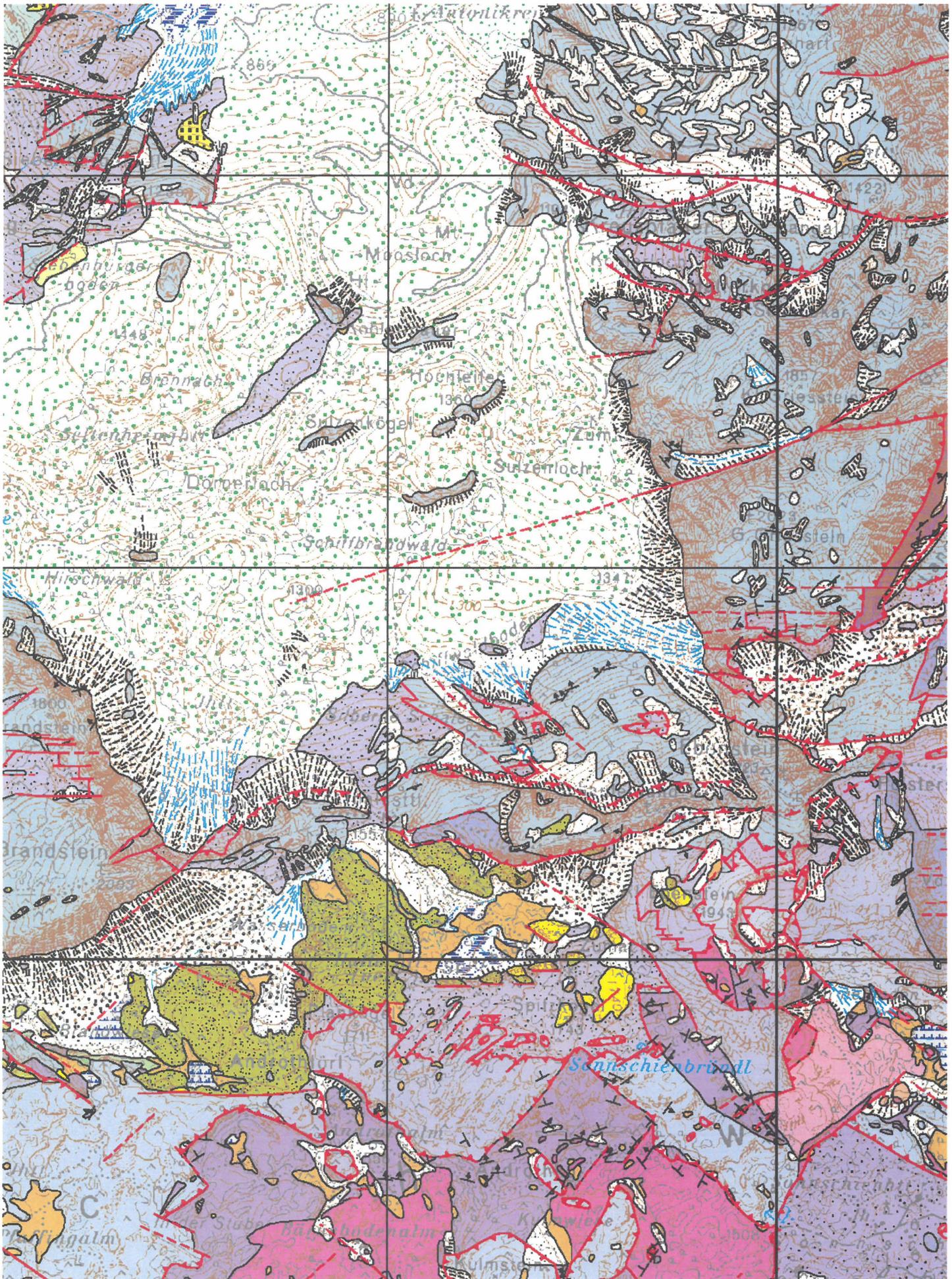
Danach Abfahrt zum Ausgangspunkt unserer Exkursion unterhalb der Jhth. Kreuzpfäder. Kurze Einführung in die Geologie des Hochschwabgebietes, Beginn der Fußexkursion (s. beiliegende Karten).

1. Tag - Haltepunkte

1. Der Bergsturz von Wildalpen – Blick auf das untere Bergsturzareal / Siebenseegebiet und die „Sprungschanze“ der Kohlermauer. Blick auf die SEMP – Salzach, Ennstal, Mariazell, Puchberg Störungssystem.
2. Griesgassl – intensiv verkarsteter, lagunärer Wettersteinkalk im Bereich einer bedeutenden Blattverschiebung.
3. „Blockmeer“ Schafwald – Blick auf den oberen, Abbruch nahen Bereich des Bergsturzes von Wildalpen.
4. Übersicht über Abrissfläche, Gleitbahn des Bergsturzes
5. Die Abrissfläche im Detail – Tektonische Anlage, Verkarstung
6. Panorama des Bergsturzgebietes, Stratigraphie u. Tektonik der Wetterstein Plattformentwicklung.
7. Die Kreide- und Paläozänsedimente des Fobistales, Augensteinsedimente der Hochfläche.
8. Kambühelkalk (Paläozän) – Fazies, Position (Riesen Olistholit oder im Verband?) (Mittagsrast).
9. Wettersteinkalk der Riff nahen Hangfazies mit charakteristischen Organismen – tektonischer Kontakt zum Wettersteindolomit.
10. Lagunärer Wettersteinkalk des Ebenstein Gipfels, Blick über das Hochschwabplateau.
11. Der Grafensteig Kalk – Karbonaturbidite von der Wettersteinkalk Plattform.
12. Genese und stratigraphische Stellung bunter Resedimente im Grafensteigkalk. Aufschlüsse mit Wettersteinkalk in Riff naher Hangfazies.
13. Steinalmkalk am Sonnschienplateau.

Ankunft bei der Sonnschien Hütte ca. 18-19^h; Übernachtung.





„Geologische Karte des Hochschwabgebietes 1:25.000“; Geol. B.-A. 2002.

2. Tag - Haltepunkte

Übersicht über Geologie und Tektonik der Hochschwab Südflanke.

14. Die „Sonnschien Formation“ – bunte (rosa, grau, weiß) resedimentierte pelagische-hemipelagische Kalke mit mehreren Zementgenerationen.
15. Wettersteinkalk und Dolomit der „Sackwiesschuppe“
16. Der Sackwiesensee – Position u. Entwässerung, Diskussion der hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich des Sonnschien Plateaus.
17. Sandsteine, Konglomerate (Kreide-Paläozän?) der Sackwiesenalm – Reste von Gosausedimenten? im Schuppenbau der Hochschwab Südflanke
18. Anisdolomit und Steinalmkalk der Hochschwab Südflanke.
19. Panorama der Hochschwab Südflanke, Übersicht des tektonischen Baustils.

Ende der Wanderung, Ankunft Gasthof Bodenbauer zw. 12^h u. 13^h.

Optional Mittagessen, dann Rückfahrt (je nach Teilnehmerzahl Bus oder Pkw) nach Wildalpen (Fahrzeit ca. 1h30).

Ende der Exkursion ca. 16^h.

Ansprechpartner:

Mag. Gerhard Bryda

Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23 Postfach 127
A-1031 Wien
Tel.: 01/7125674-234
e-mail.: gbryda@cc.geolba.ac.at

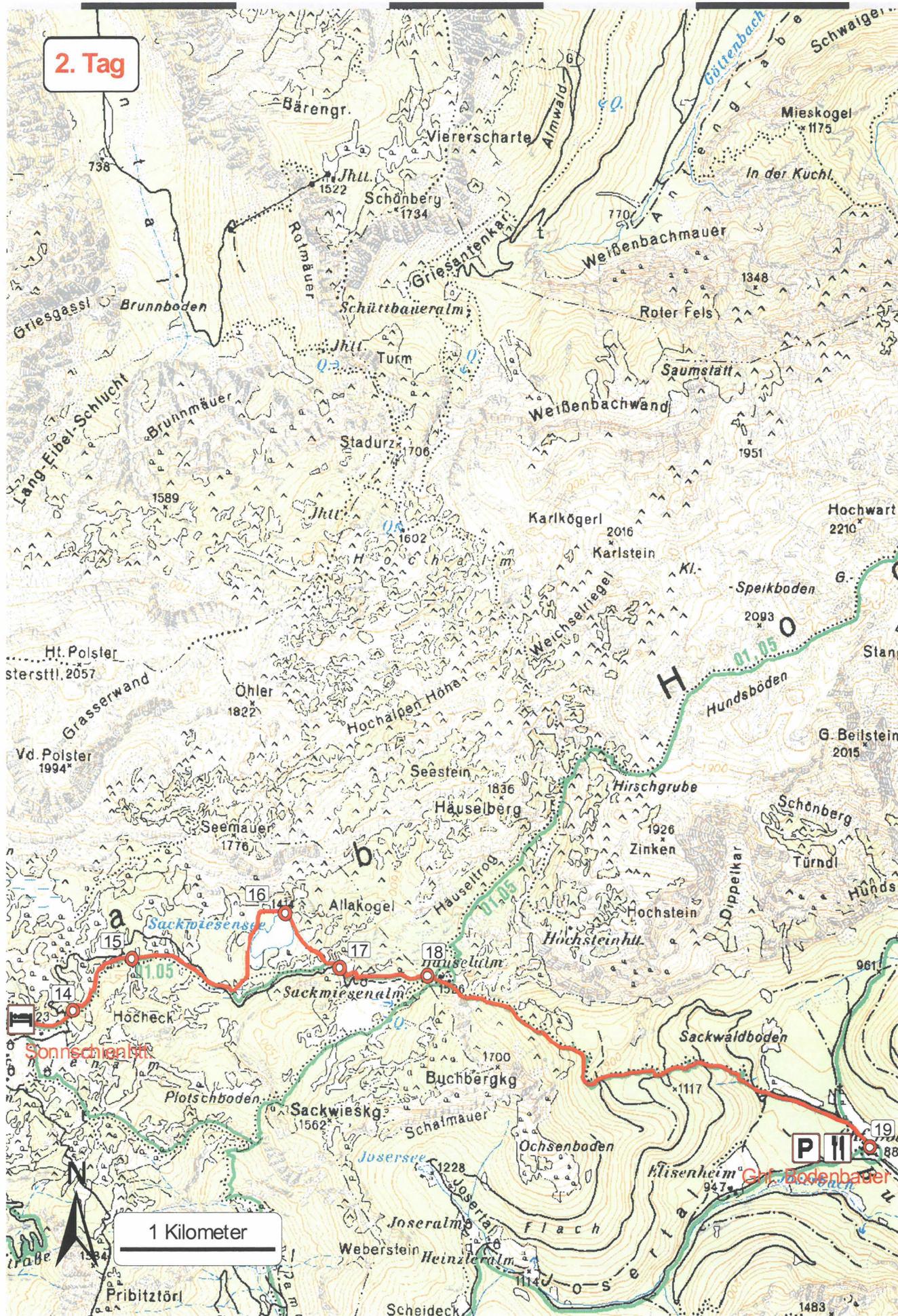
Dr. Wolfgang Pavlik

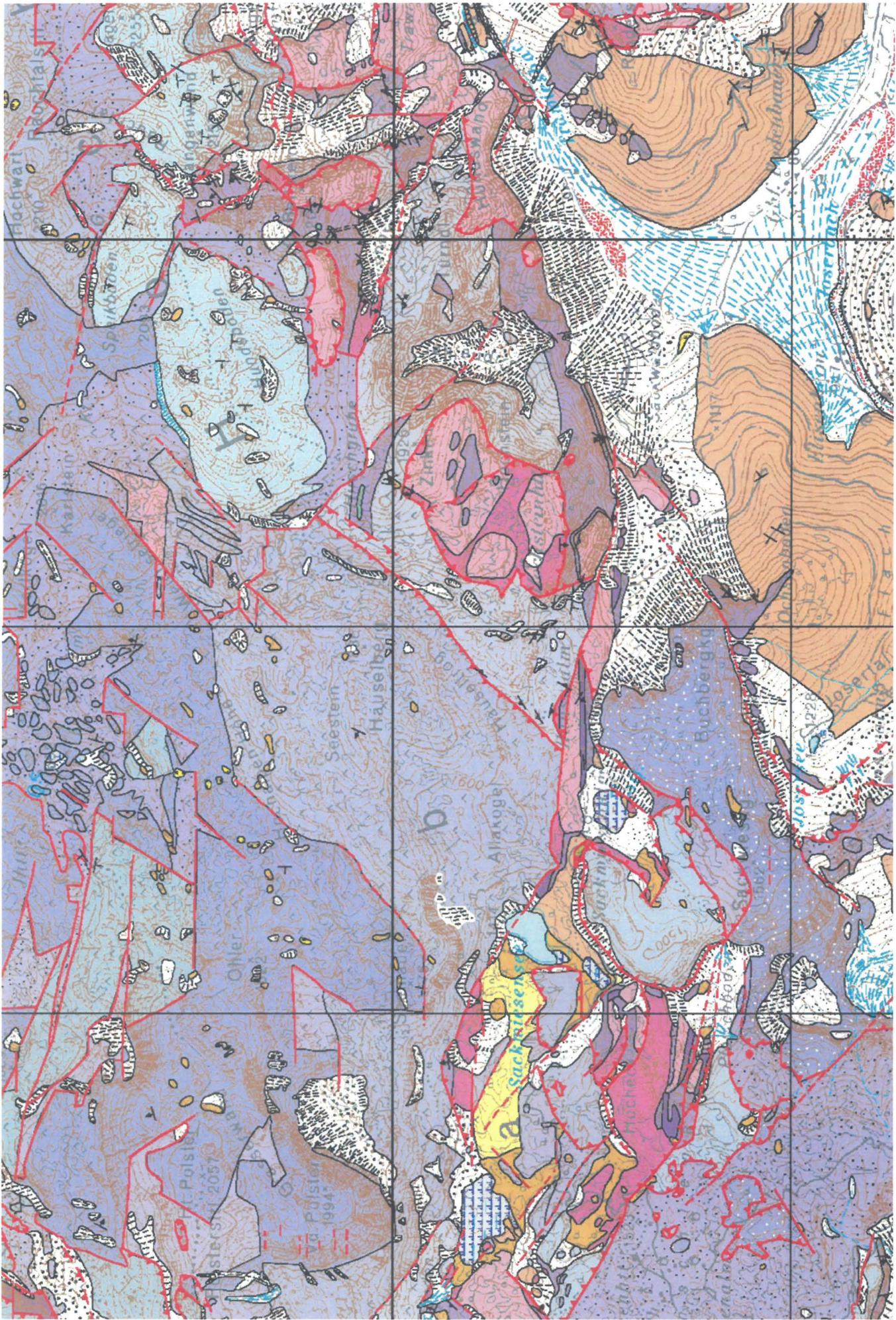
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23 Postfach 127
A-1031 Wien
Tel.: 01/7125674-236
e-mail.: wpavlik@cc.geolba.ac.at

Dr. Gerhard Schubert

Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23 Postfach 127
A-1031 Wien
Tel.: 01/7125674-331
e-mail.: gschubert@cc.geolba.ac.at

2. Tag





GEOLOGISCHE KARTIERUNG IM HOCHSCHWABGEBIET – ENTSCHEIDUNGSHILFE ZUR ABGRENZUNG VON QUELLEINZUGSGEBIETEN

Gerhard BRYDA

Einleitung

Genauere geologische Karten bilden die Planungs- und Entscheidungsgrundlage vieler Projekte in Industrie und Wirtschaft. Besondere Bedeutung kommt ihnen bei der Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten zu.

Die beiden bevölkerungsreichsten Städte Österreichs - Wien und Graz werden aus Karstquellen und Brunnen im Hochschwabgebiet (Obersteiermark) mit Trinkwasser versorgt.

Aufgrund der großen Bedeutung dieser Wasservorkommen für die beiden Städte wurde daher im Rahmen der Bund- Bundesländerkooperation ein mehrjähriges, interdisziplinäres Forschungsprojekt mit folgender Zielsetzung gestartet:

- genauere Abgrenzung der Quelleinzugsgebiete
- Abflußdynamik der Quellwässer
- Abschätzung der Auswirkung möglicher Umwelteinflüsse
- Entscheidungshilfen zur rechtzeitigen Vermeidung von Nutzungskonflikten

Unser Team an der Geologischen Bundesanstalt wurde mit der Bereitstellung einer modernen, flächendeckenden geologischen Karte des Hochschwabgebietes beauftragt.

Zu Beginn des Projektes lagen jedoch nur zwei, das Hochschwabgebiet zur Gänze abdeckende geologische Karten vor. Das war einerseits die „Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenerz, Aflenz und Wildalpen“ im Maßstab 1:75.000 - andererseits die „Geologische Karte der Steiermark“ im Maßstab 1:200.000. Das Blatt Eisenerz, Aflenz und Wildalpen wurde jedoch bereits 1926 ausgegeben - repräsentiert also den Wissensstand vor 75 Jahren. Zudem handelt es sich dabei noch um eine Schraffenkarte deren Inhalt nur mit großen Genauigkeitsverlusten in eine moderne topographische Karte übertragen werden kann. Diese Karte wurde in diesem Ausschnitt auch als Grundlage der „Geologischen Karte der Steiermark“ verwendet - die jedoch bereits in Folge ihres Maßstabes 1:200.000 nicht den, für hydrogeologische Fragestellungen notwendigen Detaillierungsgrad aufweist. Zur Erfassung des Gebirgsbaues, somit der Gestalt und Raumlage der Gesteinskörper mit ihren hydraulischen Eigenschaften, erschien daher eine geologische Neukartierung des Hochschwabgebietes unumgänglich.

Seit Projektbeginn 1992 wurde eine Fläche von 526 km² überwiegend hochalpinen Geländes kartiert und damit bereits ein Großteil des Hochschwabgebietes geologisch neu aufgenommen.

Die Bestimmung des Fossilmaterials wurde von Dr. Ilse Draxler (Geol. B.-A., Palynologie), Prof. Dr. Leo Krystyn (Univ. Wien, Conodontenstratigraphie, Dr. Olga Piros (MAFI Budapest, Dasycladaceenstratigraphie; s. Beitrag in diesem Band) übernommen, die damit wesentlich zum Gelingen des Projektes beigetragen haben. Die begleitende strukturgeologische Kartierung wurde von Dr. Kurt Decker u. Mitarbeitern (Univ. Wien) durchgeführt.

Die bisher erzielten Ergebnisse liegen nun als GIS (ARC-INFO) gestützte, digitale geologische Karte des Hochschwabgebietes im Maßstab 1:25.000 vor. Der Projekt Enderbericht 2002 enthält eine genaue Dokumentation der kartierten Schichtglieder und des Probenmaterials.



Ausschnitt aus der „Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich“ 1:75.000
 Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz; Geologische Bundesanstalt 1926.

Ergebnisse der Kartierung

Im Vergleich mit den bei Projektbeginn bestehenden Karten die einfache, nur durch wenige Brüche zerlegte, aufrechte Schichtfolgen zeigen (SPENGLER 1926, Geologische Karte der Steiermark), sowie Vorstellungen (TOLLMANN 1976a, S. 373), die von einem einfachen Synklinal- Antiklinalbau des Gebiets ausgehen, ergibt die Neuaufnahme sowohl hinsichtlich der lithologisch- stratigraphischen Gliederung als auch des tektonischen Aufbaues ein wesentlich komplexeres Bild (s. Abb. 1).

Unverändert ist jedoch die deckentektonische Gliederung des Gebietes in die tektonisch liegende Göllerdecke (1) (Tirolikum) und die überschobene, tektonisch hangende Mürzalpendecke (3-5) (Juvavikum) sowie die am Süd- und Ostrand des Hochschwabgebietes unterlagernden Gesteine der Grauwackenzone mit ihrem stratigraphisch verbundenen Permomesozoikum (s. TOLLMANN 1976a S. 363)

Die Göllerdecke (1) ist im Norden des Arbeitsgebiets, im Bereich Kräuterspitze - Hochstadel, mit mächtigem Hauptdolomit und auflagerndem Dachsteinkalk vertreten. Der Kontakt zur südlich anschließenden Mürzalpendecke folgt einer annähernd WSW-ESE streichenden, sinistralen Blattverschiebung die als Teilstück der SEMP (Salzachtal-Ennstal-Puchberg -Linie, LINZER et al, 1990) angesehen werden muß. Die Säusensteinschuppe (2) wird im Süden durch die SEMP und im Norden durch eine annähernd W-E streichende Blattverschiebung begrenzt, an der Werfener Schichten und Gosasedimente eingeklemmt sind. Diese Störung wird durch die SEMP abgeschnitten und auch in ihrem weiteren Verlauf gegen Westen mehrfach von sinistralen Blattverschiebungen versetzt (bei Wildalpen ca. 1.5 km).

Die deckentektonische Stellung der Säusensteinschuppe (Teil der Göllerdecke oder eigenständige Schuppe?) konnte bis jetzt noch nicht befriedigend geklärt werden. Die in ihrer Westfortsetzung (Hinterwildalpen, Schwabeltal) auftretenden, mächtigen Karnserien (Reingrabener Schichten, Cidariskalk) sind jedoch außergewöhnlich und sprechen eher für eine tirolische Stellung der Schichtfolge (s. TOLLMANN 1976a S. 370).

Innerhalb der, südlich der SEMP anschließenden Mürzalpendecke (3a,b 4a,b 5), sind nun aufgrund der Neuaufnahme zumindest zwei stratigraphisch, faziell unterschiedliche Schichtfolgen erkennbar:

Schichtfolge 1 ist durch mächtigen Wettersteindolomit an der Basis, Leckkogelschichten und geringmächtige Reingrabener Schichten, Dachsteindolomit und Dachsteinkalk gekennzeichnet (Fölfazies SPENGLER 1926 S. 50). Gebiete in denen diese Schichtfolge beobachtet werden kann sind der Grasberg NW Brandstein (3a innerhalb d. Türnachschenke), das Beilstein-Karlhochkogelmassiv und die Stangenwand-Deckscholle (5 Fölschuppe) südlich des Hochschwab Gipfels. Ob auch der Wettersteindolomitsockel der Zeller Staritzen als Teil dieser Entwicklung betrachtet werden muß oder das stratigraphisch Liegende der Zeller Staritzen bildet ist noch unklar und kann nur mit Hilfe der Dasycladaceenstratigraphie geklärt werden. Gleiches gilt für das Wettersteindolomitareal westlich der Kläfferquellen.

Schichtfolge 2 umfaßt den Großteil der Mürzalpendecke in diesem Abschnitt und ist durch einen +/- einheitlich entwickelten Sockel (Permoskyth - Pelson) mit Werfen Formation, Gutensteiner Dolomit und Kalk sowie Steinalmkalk gekennzeichnet. Über diesem Sockel entwickelt sich im Ladin eine ausgedehnte, in Lagune, Riff, und Vorriff gliederbare Karbonatplattform (Wettersteinkalk). Am Südrand des Hochschwabgebietes, zwischen Gollrad im Osten und der Sonnschianalm im Westen, ist der stark tektonisierte Übergang der Karbonatplattform ins Becken erhalten.

Geologische Karte des Hochschwabgebietes

(Übersicht - stark vereinfacht)

- 5 FÖLZSCHUPPE
 - 4a 4b HOCHSCHWABSCHUPPE
 - 3a 3b TÜRNACHSCHUPPE
 - 2 SÄUSENSTEINSCHUPPE
 - 1 GÖLLERDECKE
- } Mürzalpen
Decke

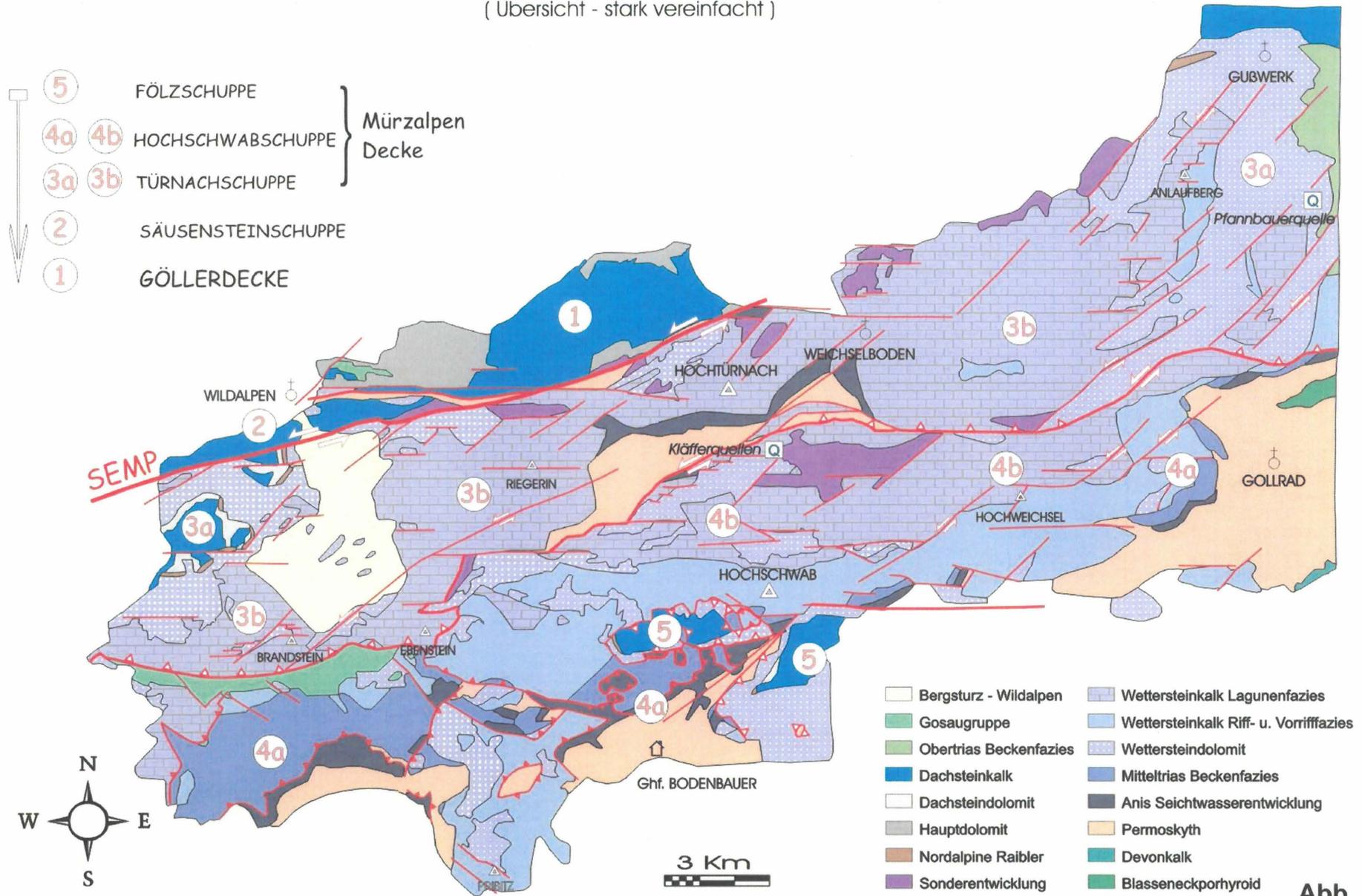
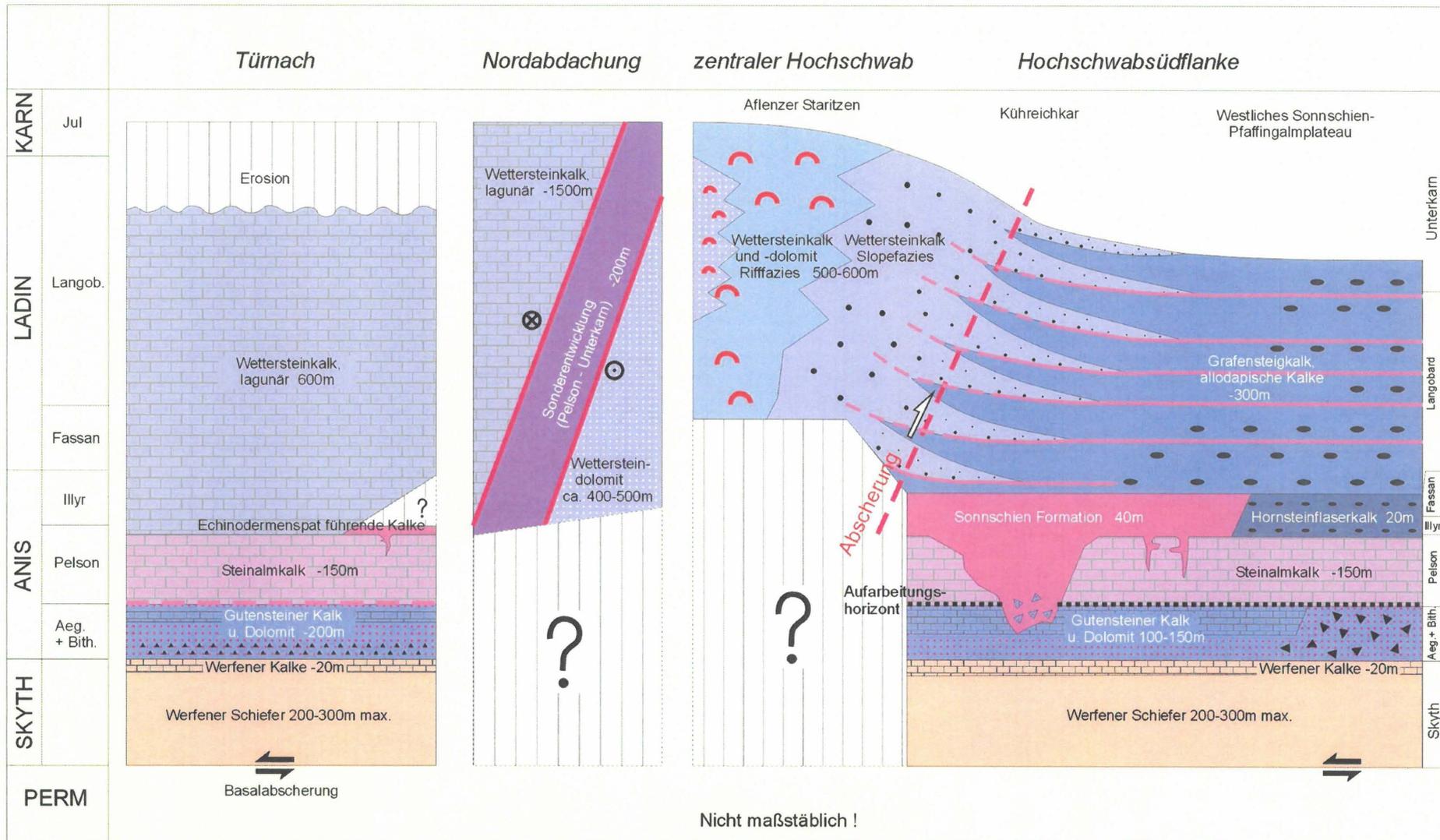


Abb. 1

Stratigraphie und Fazies des Hochschwabmassivs



Der Aufbau dieser Karbonatplattform sowie ihres zugehörigen Hang- und Beckenbereiches soll nun anhand von Abbildung 2 erläutert werden:

Das Profil Türnach steht stellvertretend für den riffernen, hochlagunären Teil der Karbonatplattform. Nach MOSER (in Endbericht 1996 zu Forschungsprojekt WA 4A / F1994 S.35) setzen die Gutensteiner Schichten an der Nordostseite der Riegerin und Südseite des Hochtürnach über Werfener Kalken mit mittelgrauen, dünn-schichtig-flasrigen, dolomitischen Kalken ein. Diese enthalten Einschaltungen von dunkelgrauen Dolomiten und Dolomitmikrobrekzien und erreichen etwa 100m Mächtigkeit. Im Hangenden folgt eine ca. 90m mächtige Wechselfolge gut gebankter (dm), dunkelgrauer Dolomite und Kalke die häufig Crinoiden und Bivalven führen. Der Steinalmkalk setzt als basal dunkelgrau gefärbter, im Meterbereich gebankter, Dasycladaceen und Onkoide führender Kalk ein, der sich gegen das Hangende rasch hellgrau färbt und dann faziell u. lithologisch vom überlagernden, ladinischen, lagunären Wettersteinkalk nur mehr mit Hilfe der Dasycladaceenstratigraphie abgetrennt werden kann.

PAVLIK (in Endbericht 2000 zu Forschungsprojekt WA 4A /F1998 & StA 028n S.15) berichtet von blaßrosa bis gelblichgrau gefärbten, häufig Crinoidenspat führenden Kalken die er im Hangschutt am Fuß der Riegerin, des Hochtürnach und des Mieskogels bei Weichselboden auf sammeln konnte. Conodontenfaunen (det. L. Krystyn) ergaben ein pelsonisches Alter dieser Spatkalke.

Vergleichbare Spatkalke sind, gemeinsam mit rosa-grünlich gefärbten, feinlaminierten Kalkmergeln in den Bankungsfugen des basalen Steinalmkalkes (wenige Meter über dem Kontakt zum liegenden Gutensteinerdolomit) am Jagdsteig im unteren Gehartsbachgraben/Pfaffenstein (ÖK 101 Eisenerz) bei 940m ü. A. anzutreffen. Die aus ihnen gewonnenen Conodontenfaunen (det. L. Krystyn) ergaben ebenso ein pelsonisches Alter.

Proben 12/00 *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF.
14a/00 *Paragondolella bulgarica* BUD. & STEF.

Ob es sich in beiden Fällen um Spaltenfüllungen von pelagischen Kalken im Steinalmkalk handelt, konnte bis jetzt noch nicht geklärt werden. Auffällig ist jedoch, daß im Arbeitsgebiet bisher keine Übergangstypen einer pelagischen Fazies in den lagunären Wettersteinkalk gefunden werden konnten - die jedoch zu fordern wären. Entweder wurden diese vor Ablagerung des lagunären Wettersteinkalkes erosiv entfernt, oder die beschriebenen Crinoidenspatkalke treten an der Basis des Steinalmkalkes auf und die Sedimentation des Steinalmkalkes geht nahtlos in die des lagunären Wettersteinkalkes über, was ich für zutreffender halte.

Am Südrand des Hochschwabplateaus ist der Übergang der Karbonatplattform in die zeitgleichen Beckensedimente zu erkennen. Durch die intensive Tektonik ist im Gelände jedoch nie ein vollständiges, ungestörtes Profil dieses Riff-Beckenüberganges erhalten. Abbildung 2 zeigt daher ein aus verschiedenen Teilprofilen rekonstruiertes Bild dieser Riff-Becken Verzahnung.

Die generelle Entwicklung des permoskythisch bis anisichen Sockels ist im Wesentlichen dem Hochtürnach-Profil vergleichbar. Unterschiede bestehen jedoch in der faziellen Ausbildung der Gutensteiner Schichten. So ist am Südrand der Gutensteiner Dolomit das dominante Gestein. Dieser ist entweder als dunkelgrauer, steriler, im Dezimeter Bereich gebankter Dolomit mit erkennbarer Lamination bis hin zu deutlich erkennbaren hellgrauen Algenlaminiten (südlich Häuselalm) ausgebildet, oder ist als massiger Brekziendolomit (meist hellgraue, angulare Dolomitkomponenten in einer geringer dolomitischen, feinkörnigen dunkelgrau – schwarzen Matrix) zu erkennen. Der Gutensteiner Kalk tritt als dunkelgrau bis schwarz gefärbter, Dezimeter bis ca. 30 cm gebankter, ebenflächiger, Dolomitlagen und Knauern führender Kalk in geringer Mächtigkeit (max . 20m) als Basis des überlagernden Steinalmkalkes auf.

Die Fossilführung des dünnbankigeren Typs ist meist gering und auf Echinodermenspat beschränkt; die dickbankigeren Typen sind dem Steinalmkalk bereits sehr ähnlich.

Im oberen Pelson wird die Seichtwassersedimentation des Steinalmkalkes von Beckensedimenten abgelöst. Innerhalb der Schichtfolge am Südrand des Hochschwabmassives sind im Hangenden des Steinalmkalkes sowohl geringmächtige , pelagische, dunkelgrau-

schwarze Hornsteinflaserkalke (südlich Hochstein) = Reiflinger Kalke als auch unterschiedlich (hellgrau – rosa) gefärbte Kalke die ich unter der Bezeichnung Sonnschien Formation (nov. nom. Bryda G. 2002 – Typlokalität Sonnschien Plateau) zusammenfassen möchte, aufgeschlossen.

Sonnschien-Formation nov. nom.

Begriffsprägung: G. BRYDA, 2002

Begriffsfassung: Variabel gefärbte (hellgrau-weiß, dunkelgrau, gelblichgrau bis intensiv rosa), meist massig wirkende, selten mittelbankige Kalke aus resedimentierten pelagischen und hemipelagischen Sedimenten und Lithoklasten mit Teilweise großen Komponenten (bis in den Meter Bereich). Anzeichen von Gleitvorgängen sind im Sediment häufig festzustellen. Sheetcracks und Hohlräume zwischen den Komponenten sind durch mehrere Generationen von Faserzementen oder durch Resedimente verfüllt. Tuffite umgelagert oder als Zwickelfüllungen im Sediment.

Das stratigraphisch Liegende wird meist durch ein bereits vor der Ablagerung entstandenes Relief aus Steinalm- und Gutenstein Formation gebildet. Dem Steinalmkalk ursprünglich auflagernde pelagische Sedimente = Hornstein Flaserkalke, Rotkalke wurden entweder vor Ablagerung der Sonnschien Fm. erosiv entfernt oder teilweise in der Sonnschien Fm. aufgearbeitet. Im Bereich des östlichen Sonnschien Plateaus, zwischen Hocheck und Plotschboden, sind im Liegenden der Sonnschien Formation noch wenige Meter mächtige, schwarze Hornstein Flaserkalke anzutreffen die bis jetzt jedoch keine bestimmaren Conodonten geliefert haben.- analog zu den Hornstein Flaserkalken unterhalb des Hochstein kann für sie jedoch ein Pelson – Illyr Alter vermutet werden. Im Hangenden verzahnt die Sonnschien Formation mit Grafensteigkalk der Grafensteig Formation.

Aus der Sonnschien Fm. gewonnene Conodontenfaunen überdecken einen Zeitraum vom obersten Pelson bis in das oberste Fassan. Wobei die Faunen mit pelsonischen bis illyrischen Altern vermutlich entweder aus bunten Spaltenfüllungen im stratigraphisch liegenden Steinalmkalk stammen die sich lithologisch praktisch nicht von der Sonnschien Fm. unterscheiden oder als Geisterfauna aus umgelagertem Material angesprochen werden müssen. Berücksichtigt man den möglichen Altersumfang pelagischer Sedimente im Liegenden, so gelangt man zur Auffassung eines überwiegend tiefst ladinischen (bis oberstes Fassan) Sedimentalters der Sonnschien Formation. Die Umlagerungsprozesse müssen im selben Zeitraum erfolgt sein.

Typlokalität: Sonnschienplateau zwischen Bärnsbodenalm (W) und Hocheck (O) auf ÖK101 Eisenerz.

Lithologie: Bei den Gesteinen der Sonnschien-Formation nov. nom. handelt sich um variabel weiß-hellgrau bis gelblichgrau und teilweise intensiv rosa gefärbte, mikritische, selten mittelbankige und knollig – welligschichtige meist dickbankig- massig wirkende Kalke. Die dickbankigen und massigen Typen innerhalb der Sonnschienformation zeigen für Resedimente (Intraformationelle Brekzien) und darin abgelaufene Gleitvorgänge (zb. simple shear deformierte sheetcraks, soft sediment deformation) typische Sedimentstrukturen. Überwiegend hemipelagische bis pelagische Komponenten (bunte bis hellgraue Mikrite, teilweise Filamente und Radiolarien führend) bilden entweder ein Korngestütztes Gerüst dessen Hohlräume durch mehrere Generationen aus dunklen Faserzementen oder Resedimenten verfüllt ist, oder die Komponenten sind in vergleichbare Mikrite oder eine Grundmasse aus bräunlichgelb gefärbtem, stark kieseligem, Tuffit verdächtigem Material eingebettet. Häufig sind zerbrochene, umgelagerte Zementkrusten anzutreffen. Neben Intraformationellen Brekzien = Intraklasten aus teilweise oder vollständig lithifizierten Kalkschlämmen und Tuffiten, sind auch Lithoklasten aus dem liegenden Gutensteiner Dolomit (bis Meter große Komponeten) und möglicherweise Steinalmkalk zu erkennen. Der slump und debrisflow Charakter des Sedimentes (s.TUCKER E., WRIGHT, P 1990 S.260) sowie der Schutt aus den stratigraphisch tieferen Gesteinen läßt auf ein ausgeprägtes Relief innerhalb des Ablagerungsraumes der Sonnschien Formation schließen. Dieses Relief ist mit großer Wahrscheinlichkeit durch unterschiedliche

Absenkungsbeträge an Störungen im Zusammenhang mit der Ausbildung des passiven Kontinentalrandes des Hallstatt-Meliata Ozeans angelegt worden. Auch die Ausbildung von großen Salzdiapiren aus dem permischen Haselgebirge könnte lokal dazu beigetragen haben.

Fossilinhalt: selten schlecht erhaltene Cephalopoden, Filamente, Radiolarien, Conodonten.

Conodontenproben (det. L.KRYSTYN, Univ. Wien) ergaben die folgenden Faunen:

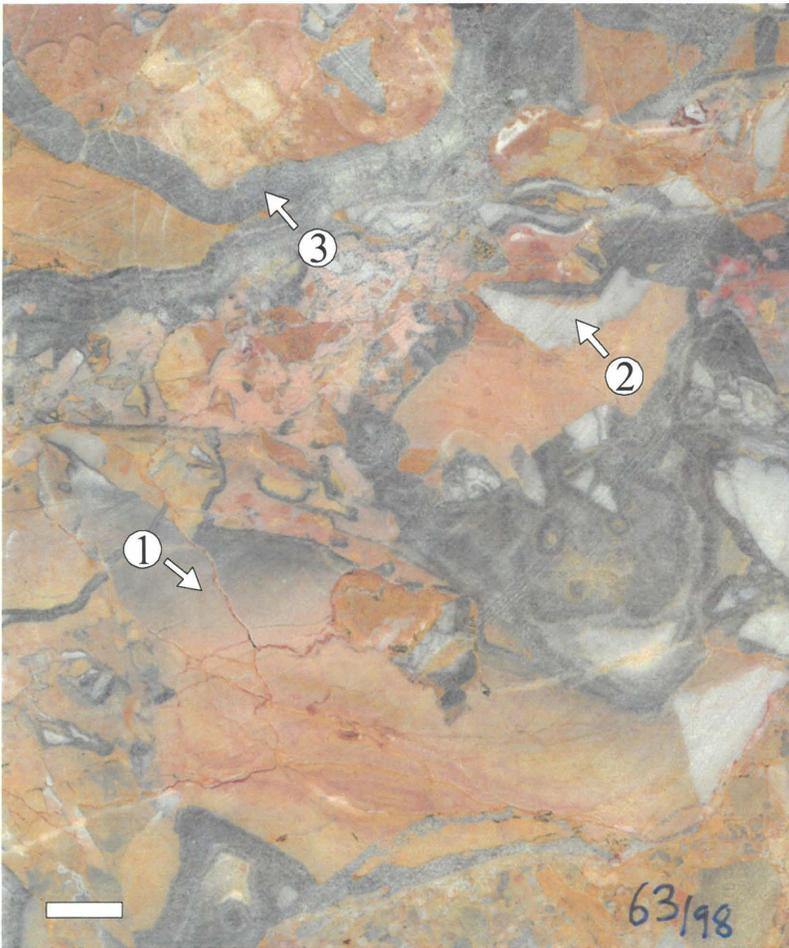
- H/Pr31 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Gondolella cf. constricta MOSHER & CLARK
- A96/50 *Nicorella kockeli* TATGE
Paragondolella cf. bulgarica BUDUROV & STEFANOV
- B 53/97 *Paragondolella cf. bifurcata* BUDUROV & STEFANOV
- B64/97 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
- B80/97 *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE
- A 98/04 *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO
Gladigondolella tethydis + *Multielement* HUCKRIEDE
Neogondolella cf. excentrica BUDUROV & STEFANOV
- B 16/98 *Paragondolella excelsa* MOSHER
Paragondolella trammeri KOZUR
- B 46/98 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Neogondolella pseudolonga KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B 83/98 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Neogondolella transita KOZUR & MOSTLER
- B 96/98 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Neogondolella pseudolonga KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B47/99 *Neogondolella cf. pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B30/01 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Paragondolella excelsa MOSHER
Paragondolella trammeri KOZUR
Paragondolella libermannii KOVACS & KRYSTYN
- B31/01 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Paragondolella cf. excelsa MOSHER
- B32/01 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Neogondolella cf. pseudolonga KOVACS, KOZUR & MIETTO
- B33/01 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Metapolygnathus polygnathiformis BUDUROV & STEVANOV
- B34/01 *Gladigondolella tethydis* + *Multielement* HUCKRIEDE
Paragondolella excelsa MOSHER

Stratigraphische Reichweite: (Pelson, Illyr) aus vermutlich umgelagertem Material – Fassan 2

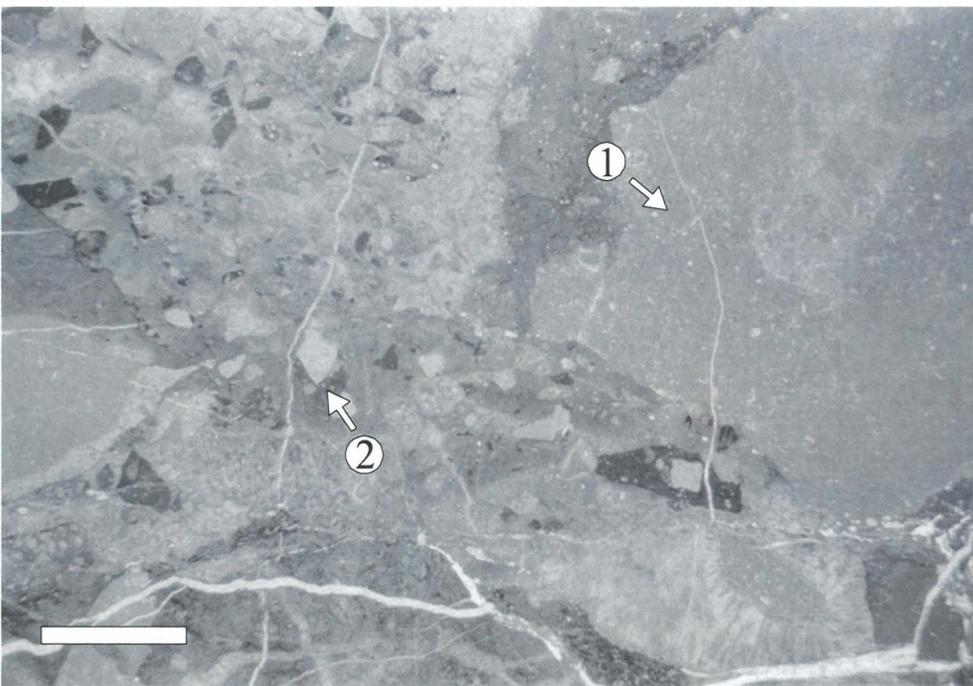
Ablagerungsraum und Faziestypen: Alle beschriebenen lithofaziellen Merkmale kennzeichnen die Sonnschien Formation als slump-debriflow Sediment. Hemipelagische und pelagische Kalkschlämme des Kontinentalabhanges werden in Schlammströmen, Muren und sich daraus entwickelnden Turbiditen in tiefere Beckenbereiche verfrachtet. Fazieszone 3 – SMF-Typ 2 u.3: Mikrobioklastische Kalksiltite und pelagische Mudstones mit eingestreuten tiefwasser Mikroorganismenresten.

Mächtigkeit: bis zu 40 m.

Hydraulische Eigenschaften: Trotz der teilweise stark verkieselten Matrix zeigt die Sonnschien Formation meist intensive Verkarstung, die hohe Wasserwegigkeiten voraussetzt..



gesägte Platte aus der Sonnschienformation am Weg zur Sonnschienhütte westlich Hocheck; graurosa (1) und hellgrau (2) gefärbte Intraklasten schwimmen in einer gelblichgrau-rosa gefärbten Matrix; deutlich sind Hohlraumfüllungen aus mehrphasigen Faserzementen und zerbrochene Zementkrusten erkennbar; Maßstabsbalken 1 cm.



(B63/98) Sonnschien Fm. im Dünnschliff – deutlich sind Bereiche mit Filamentführenden Mud-Wackestones (1) und Intraformationellen Brekzien (2) vergleichbarer Fazies sowie Faserzemente erkennbar; Balkenlänge 5mm.

Sowohl über der Sonnschien Fm. als auch über den schwarzen Hornstein Flaserkalken setzt im höheren Fassan der Grafensteigkalk (s. HOHENEGGER J. & LEIN R. 1977) als bereits von den Schüttungen der Wettersteinkarbonatplattform beeinflusstes, randnahes Beckensediment ein.

Der Grafensteigkalk kann im Gelände als variabel (wenige Zentimeter bis Dezimeter) gebankter, ebenflächig bis knollig-welligschichtiger, hell- bis dunkelgrau gefärbter, teilweise Hornsteinknollen und -lagen führender, allodapischer Kalk angesprochen werden. Gesteinsfarbe und Bankungsdicke sowie auch die Hornsteinführung schwanken mit dem Biogenschuttgehalt. Hellgrau gefärbte Typen weisen bereits im Handstück deutlich erkennbare, gradierte (Biogen-)Schuttlagen auf und zeichnen sich meist durch größere Bankmächtigkeiten und geringer Verkieselung aus. Dunkelgrau gefärbte, mikritische Typen sind bei stärkerer Verkieselung meist knollig-welligschichtig ausgebildet. Als Endglied dieser Entwicklung sind schwarze Filamentmikrite oder auch gelblichgrau-rosa gefärbte, selten Ammoniten führende Kalke anzutreffen.

Innerhalb der gesamten Schichtfolge sind im Bereich der Bankfugen immer wieder gelblich-braune bis flaschengrüne Bestege, oder, meist geringmächtige Lagen aus tuffitischem Material zwischengeschaltet. An wenigen Stellen (westlich Zinken, Kar zwischen Beilstein und Kloben, Wetzsteinhöhle, In den Kastellen) erreichen die Tuffite Mächtigkeiten im Meter Bereich. Die zahlreichen gradierten Schuttlagen innerhalb des Grafensteigkalkes können als Teilsequenzen von Karbonatubiditen aufgefaßt werden. An mehreren Stellen (Sonnschienplateau- am Weg zur Androthalm / Bildstatt) konnten im Grafensteigkalk eingeschaltete, bis 1.5m mächtige, den grauen bis bunten Kalken ähnliche Sedimente (Resedimente) angetroffen werden. Bunte mikritische Lagen, können auch in den, mit dem Grafensteigkalk verzahnenden, zum Plattformrand zunehmend gröberen Biogenschutt führenden Kalken beobachtet werden (s. Abbildung 2).

Der primäre Ablagerungsraum dieser bunten Mikrite dürfte sich am Hang unmittelbar oberhalb des Grafensteigkalkes befunden haben, den der Schutt der Plattform normalerweise in Rinnen durchläuft (Sedimentbypassregion). Durch Sedimentauflast oder Bodenunruhe induzierte Hanginstabilitäten führen zum Abgehen von Debriten aus diesem Bereich.

Als stratigraphische Reichweite des Grafensteigkalkes kann aufgrund von Conodontendaten das gesamte Langobard bis Jul 1/1 angegeben werden. Ihre Mächtigkeit dürfte am Hochschwab 200 Meter erreichen.

Lateral und gegen das Hangende geht der Grafensteigkalk, unter Zunahme der Schüttungen aus dem Plattformbereich, und bei zunehmend hellerer Gesteinsfarbe und größer werdenden Bankabständen in einen Gerüstbildner führenden, hellen Schuttkalk über (Wettersteinkalk der distalen Hangfazies). Mit abnehmender Entfernung zum Riff wirken die Kalke zunehmend massiger; aus größerer Entfernung ist eine Bankung im 10er Meter Bereich erkennbar. Gleichzeitig stellen sich großoolithische Zemente ein. Die Kalke weisen jedoch immer noch eine sehr helle, beinahe weiße Gesteinsfarbe auf ("Heller Massenkalk" – Wettersteinkalk der proximalen Hangfazies). Bereits in den hellen Schuttkalken können Blöcke schwarzer Birdseyekalke (teilweise mit *Teutloporella herculea* STOPPANI), die aus dem unmittelbaren Rückriffbereich stammen müssen, angetroffen werden. Im oberen Hangbereich erreichen diese Blöcke teilweise mehrere Meter Durchmesser. Bunte, mikritische Einschaltungen werden seltener.

Als charakteristischer Bewohner dieses Ablagerungsraumes spielen Tubiphyten als inkrustierender und sekundär gerüstbildender Organismus eine bedeutende Rolle (s. BRANDNER R. & RESCH W. 1981; S. 215)

Der Übergang in die großoolithisch zementierten, meist dunkel gefärbten Plattformrandbrekzien ist schleifend und nicht exakt fassbar. Im unmittelbaren Rückriffbereich sind im Übergang zum lagunären Wettersteinkalk schwarze Birdseyekalke mit Solenoporaceen und oft massenhaft auftretenden Dasycladaceen charakteristisch. Im oberen Ring (Hochschwab Nordseite) sowie im südwestlichen Teil der Zeller Staritzen sind in diesem Bereich kleinere Patchreefkomplexe zu beobachten. Die am Hochschwab angetroffenen Faziestypen und ihre Anordnung innerhalb der Wettersteinkalkplattform sowie im Übergang zur Beckensedimentation entspricht weitgehend den von LOBITZER H. et al. (1990 S. 139ff.) beschriebenen Verhältnissen.

Betrachtet man die Anordnung (s. Abb.1) der nun beschriebenen Schichtfolgen (Schichtfolge 1 u. 2) im Hochschwabgebiet, so stellt man fest, dass im Gebiet unmittelbar südlich der SEMP Schichtfolge 1 (Wettersteindolomit Sockel, überlagernde Obertrias) von Schichtfolge 2 (Wettersteinkalkplattform mit Sockel) überlagert wird. Diese Annahme wird durch Dasycladaceenfunde im Wettersteindolomit der Schichtfolge 1 (*Teutloporella herculea* STOPPANI; Langobard bis Unterkarn und in den lagunären Wettersteinkalken der Schichtfolge 2 (*Diplopora annulata annulata* HERAK & *Diplopora annulatissima* PIA; tiefes Ladin) gestützt – vgl. dazu PIROS O. et al. (in diesem Band). Für den Bereich Zeller Staritzen und Hochschwab Nordseite werden gleiche Verhältnisse angenommen. Im Gegensatz dazu lagern am Südrand des Hochschwabgebietes wiederum Teile der Schichtfolge 1 (Fölzschuppe = Festbeilstein, Karlhochkogel, Stangenwand Deckscholle südwestlich Hochschwab) über Schichtfolge 2.

Ich nehme daher an, dass Schichtfolge 1 u. 2 einander überschiebende Faziesdecken/Schuppen der Mürzalpendecke darstellen. Über Alter und Kinematik der Überschiebung liegen aus dem Hochschwabgebiet jedoch noch keine Daten vor – möglicherweise wurden sie im Rahmen des NW gerichteten Überschiebungsbaues im Zeitraum Kreide bis Alttertiär (LINZER H.-G. et al.; 1995, S.41ff.) angelegt.

Die tektonische Position der Gesteine der Sonderfazies (Mitteltrias-Becken bis Beckenrandentwicklung – Beschreibung bei PIROS O., et al.; in diesem Band) sowie ihre ursprüngliche Position relativ zur Mitteltriasplattform ist noch ungeklärt. Aufgrund der großen stratigraphischen Reichweite des Beckens (zB. Edelbodenalm: Illyr bis Jul s. dieser Band) und der Einschaltung in hochlagunären Wettersteinkalk ohne Entwicklung einer Randfazies, kann es sich ursprünglich keinesfalls an der Stelle befunden haben, an der es heute anzutreffen ist. Auffällig ist, dass die Gesteine der Sonderfazies entweder am Nordrand der Mürzalpendecke entlang der SEMP bzw. nahe am Kontakt zur Göllerdecke, oder in der Nahtzone zwischen den beiden Duplexsystemen (s. folgender Text) – Türnachschuppe/Hochschwabschuppe zu finden sind.

Dieser alte Schuppenbau innerhalb der Mürzalpendecke wurde nun von der jüngeren Tektonik mehrfach zerschnitten. Zuerst im Alttertiär von südvergenten Rücküberschiebungen, dann im Miozän, im Zusammenhang mit der lateralen Extrusion der Zentralalpen und der Anlage des SEMP Störungssystems (DECKER et al., 1994 a) kam es zur Ausbildung von konvergenten Blattverschiebungsduplexen im Hochschwabgebiet (s. DECKER K. & REITER F. 2001) die für das heutige Erscheinungsbild des Hochschwabmassives prägend waren.

Innerhalb der Mürzalpendecke im Hochschwabgebiet können nun mehrere Duplexsysteme / Schuppen unterschieden werden:

- Die Türnachschuppe 3a,3b wird im Norden durch die SEMP und im Süden durch ein System aus NE-SW streichenden, linksseitigen Blattverschiebungen und kinematisch gekoppelten S-SW gerichteten Überschiebungen begrenzt, welches im Süden des Hochschwabplateaus in eine möglicherweise bereits vorher bestehende Überschiebung von Wettersteindolomit und Kalk (3b Brandstein) über Gosausedimente einmündet.
- Die Hochschwabschuppe 4a,4b wird im Norden durch das beschriebene Blattverschiebungssystem und im Süden von im Seetal Ost-West streichenden Blattverschiebungen bis zum Trawiessattel und dann durch die Überschiebung der Fölzschuppe 5 über die Hochschwabschuppe im Trawiestal, bzw. subparallel zu dieser laufenden jüngeren Blattverschiebungen begrenzt. Die Hochschwabschuppe lässt sich zudem in die Hochschwab Nordabdachung (Wettersteindolomit im Liegenden, lagunärer Wettersteinkalk im Hangenden) inkl. Edelbodenduplex und in die Hochschwabsüdflanke 4a gliedern. Der Kontakt der beiden Teile folgt zwischen Griesstein, Turm, nördlich des Hochschwab einer Ost-West streichenden Blattverschiebung, die in ihrer Ostfortsetzung (Hochweichsel, Aflenzer Staritzen) von NE streichenden Blattverschiebungen sinistral versetzt wird. Im Gebiet der Hochweichsel und nördlich davon sind zudem zahlreiche N-NE fallende Überschiebungsbahnen angelegt. Auch der Kontakt zwischen den besser deformierbaren Beckensedimenten mit ihrer geringächtigen Unterlagerung (Grafensteigkalk – Steinalmkalk, Gutensteiner Kalk u. Dolomit, Permoskyth) und den steifen Plattformsedimenten (Wetterstein Riffkalk – Vorriff Fazies) innerhalb der Hochschwab Südflanke (4a) zeigt starke tektonische Überprägung.
- Die Fölzschuppe 5 zerfällt in zwei Teile: Den südlich des Trawies-Seetal-Störungssystems gelegenen Hauptteil mit mächtigem Wettersteindolomitsockel und auflagernder Obertrias (im Bereich des Reidelstein's östlich Ghf. Bodenbauer sind an

der Basis der Fölschuppe noch überfahrene Reste der Hochschwabschuppe – hoch deformierte Gutensteiner S., Steinalmkalk und auflagernde pelagische Sedimente – sowie Haselgebirge erhalten) und die südwestlich des Hochschwabgipfels gelegene, der Hochschwabschuppe überschobene Stangenwanddeckscholle. Im Zuge der Überschiebung der Stangenwanddeckscholle wurde der permoskythisch-anisische Sockel der Hochschwabschuppe sowie die auflagernden Becken-Hangsedimente unter gleichzeitiger Scherung zu einer überkippten Antiklinale aufgerichtet. Am Hochstein-Zinken, Kloben, Beilstein – bis zum Wetzsteinkogel liegen anisische Becken u. Seichtwassersedimente invers – steil überkippt auf stark deformierten ladinischen Beckensedimenten (Grafensteigkalk, helle Schuttkalke) Im Bereich des Sackwiesensees (Sackwiesenschuppe s. TOLLMANN A. 1976a S. 374) wird der östliche Teil der Hochschwabschuppe dem südwestlich gelegenen Teil an einer offenbar steil abtauchenden Bewegungsfläche überschoben.

Das Einzugsgebiet der Kläfferquellen

Grundlage der Abgrenzung eines geologisch möglichen Einzugsgebietes einer Quelle ist das Verständnis der hydraulischen Eigenschaften der am Gebirgsbau beteiligten Gesteine und die dreidimensionale Erfassung des Gebirgsbaues in Verbindung mit strukturgeologischen Modellen. Diese lassen Aussagen über den zeitlichen und mechanischen Ablauf der Deformation und die hydraulischen Eigenschaften von Störungssystemen zu.

Zur Gewinnung dieser Daten ist eine detaillierte geologische Kartierung mit begleitender Faziesanalyse, Biostratigraphie und strukturgeologischen Aufnahmen erforderlich. Ein aufgrund dieser Methodik definiertes Einzugsgebiet entspricht dem maximal zu erwartenden Einzugsgebiet einer Quelle mit zusätzlichen Hinweisen über die mögliche Abflussdynamik der Quellwässer. Zusätzlich sind im verkarsteten Festgestein Aussagen über die Lage und Orientierung bevorzugter Fließwege bzw. besonders verletzlicher Bereiche (Quellschutz!) möglich.

Zu genaueren Aussagen über Verweildauer/Abflussdynamik von Quellwässern sowie über die Vorgänge an den Grenzflächen Gestein-Boden-Atmosphäre muß jedoch zusätzlich zu den etablierten hydrogeologisch/hydrographischen Arbeitsweisen eine breite Methodenpalette aus verschiedensten Forschungsbereichen (Meteorologie, Geodäsie, Biotechnologie usw.) angewandt werden. Da jede dieser Methoden, die Geologie eingeschlossen, Unschärfen und Lücken aufweisen – kann nur eine Kombination der Methoden und iterative Vorgangsweise zu besseren Ergebnissen führen.

Die Abgrenzung des Einzugsgebietes der Kläfferquellen (s. Abb.3) wird durch die folgenden Faktoren maßgeblich beeinflusst:

- Hydraulische Eigenschaften der Gesteine (primär: Werfener Schiefer – nicht verkarstungs-fähig, Stauer; Gutensteiner Dolomit schlecht verkarstungsfähig, teilweise hohe Trenn-flächendichte bei guter Bankung, in seinen weiteren Eigenschaften dem Wettersteindolomit vergleichbar; Steinalmkalk – gut verkarstungsfähig mit mittlerer Trennflächendichte, Beckensedimente – gut verkarstungsfähig mit hoher Trennflächendichte bei Fehlen toniger Zwischenmittel und nicht zu starker Hornsteinführung; Wetterstein Riff- und Riffschuttkalk – gut verkarstungsfähig, geringe Trennflächendichte; Wettersteindolomit – gering verkarstungsfähig, hohe Trennflächendichte, leichte Erodierbarkeit, Hemmer; Sonderfazies – mäßig bis wenig verkarstungsfähig, hohe Trennflächendichte.
- Dolomite neigen bei hoher mechanischer Beanspruchung zu Ausbildung von dichten Dolomitekataklasiten.
- Gut deformierbare Werfener Schiefer können vom basalen Abscherhorizont der Mürzalpendecke an kompressiven Blattverschiebungsduplexen / flower structures an Blattverschiebungen teilweise beträchtlich gehoben und verschliffen werden und bilden dann steilstehende, bereichsweise dichte, wandartige Strukturen.
- Die größeren Störungen durchschlagen den Deckenkörper bis an seine undurchlässige Basis und zeigen teilweise intensive Verkarstung. Sie ermöglichen also das rasche und tiefe Eindringen von Niederschlagswässern bzw. hohe Fließgeschwindigkeiten parallel

Vermutete Einzugsgebiete der Kläfferquellen und des Trawiesbaches

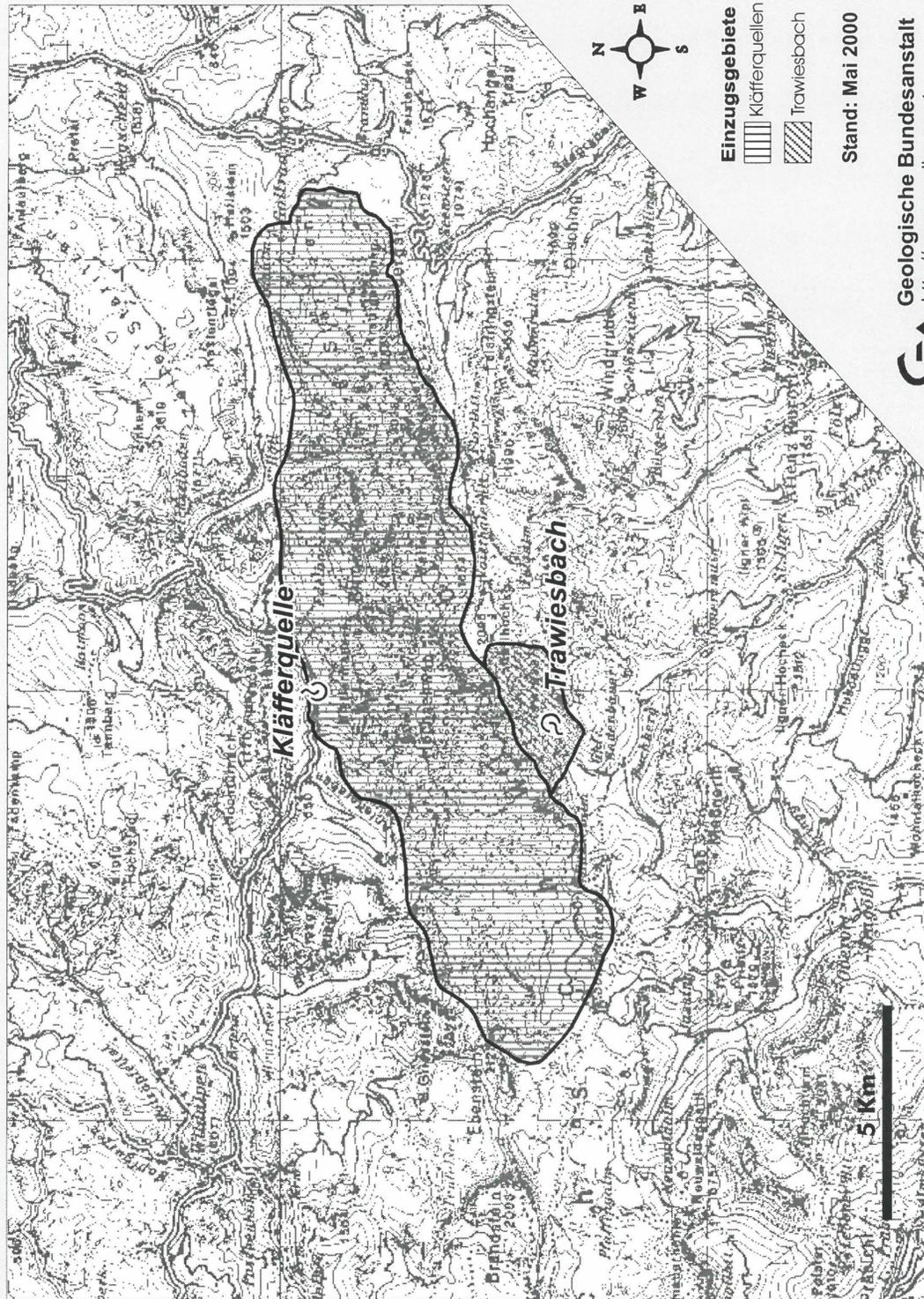


Abb. 3

zum Störungsverlauf. Besonders große Dolinen treten gehäuft an der am Hochswab Hauptkamm Ost-West streichenden Störung auf, die gegen Osten mehrfach von NE-SW streichenden Störungen versetzt wird.

- Die Raumlage der Grenzflächen zu den Nachbarduplexen ist aus der Kartierung bekannt aber lässt sich aus dem Deformationsmodell ableiten.

Die geologisch mögliche Einzugsgebietsgrenze der Kläfferquellen stellt sich folgendermaßen dar:

Die Quellaustritte liegen nahe dem Nordrand der Hochschwabschuppe im Verschnittbereich der in dieser Schuppe tektonisch eingeschalteten Sonderentwicklung mit dem lagunären Wettersteinkalk und jüngeren, N-S streichenden Querstörungen, welche die an E-W streichenden Störungen zutretenden Karstwässer sammeln und zum Austritt bringen. Die nördlich der Salza anstehenden, undurchlässigen Werfener Schiefer des Sockels der Türnachschuppe bilden den nördlichen Grenzverlauf des Einzugsgebietes vom Turm südlich der Riegerin, über Göttenbach, Schwaigtal bis zum Miessattel in die Höll. Der weitere Grenzverlauf folgt Dolomitekataklasiten im Geißgraben weiter zum Dolomitsockel der Dippelwand. Bei heftigen Niederschlägen erfolgt über den Dolomitsockel der Dippelwand Oberflächenabfluß, der die Schwemm- und Schuttfächer der Hinteren Höll alimentiert und in weiterer Folge die Höllbachquellen speist. Weiters kann für den Bereich Unterer Ring bei stockwerkartiger Entwässerung mit einem Übertritt von Karstwasser in den Porenquifer der Höllbachquellen gerechnet werden (s. auch STADLER H. & STROBL E. 1997, S. 125 ; 1998 S. 10). Überschneidungen der Einzugsgebiete der Kläfferquellen und der Höllbachquellen sind daher wahrscheinlich, aber anteilmäßig schwer zu quantifizieren. Zwischen Hinterer Höll und Nestlwald übernehmen die Kataklasite im Wettersteindolomit des Kastenriegels, die sich unter der Schuttbedeckung des Ramertales fortsetzen, die Rolle des Stauers. Die Ostbegrenzung des Einzugsgebietes bilden, vom hinteren Bachbauergraben über den Wandfuß der Kastellen bis hin zur Quelle ins hintere Bruchtal, die stauenden Werfener Schiefer der Hochschwabschuppen-Basis. Die Südgrenze verläuft sodann entlang einer markanten Schuppenbahn unterhalb des Krautgartenkogels zum Dolomit des Sempelboden und der Bösen Mauer in den Lettanger, dem Talschluß des Seetales. Auch hier speisen die Oberflächenwässer der Rinnen des Großen- und Kleinen Kamp während Starkregenereignissen oder während der Schneeschmelze die Schutt und Schwemmfächer des Seetales. Ab der Florlhütte folgt der weitere Einzugsgebietsverlauf dem, in der Untern Dullwitz und Voisthalergasse – Obere Dullwitz angelegten Störungssystem. Die Werfener Schichten dürften sich nördlich dieses Störungssystems in Hochlage befinden und sind auch im Stangenkar möglicherweise unter dem Schutt der Voisthalergasse anstehend. Von der Oberen Dullwitz verläuft die Grenze über den Dolomit der Hinterwiesen südlich des Trawiessattels. Tiefreichende Schächte, die bis nahe dem Talbodenniveau des Seetales hinabreichen, wurden an Ost-West streichenden Störungen angelegt und könnten Teile von Karstwasser ins Seetal einspeisen. Westlich der Hinterwiesen verläuft die Einzugsgebietsgrenze an der Nordflanke des Trawiestales entlang des Dolomitsockels von G'Hackstein, Wetzsteinkogel und Beilstein weiter zum Türndl. Am Fuß des Hochstein zieht die Grenze weiter über die Häuselalm zum Sackwieskogel und Plotschboden. Den Abschnitt von der Sackwiesenalm-Sackwieskogel-Plotschboden-Hocheck nördlich Sonnshienhütte bildet die Rücküberschiebung im Bereich der Sackwiesenschuppe. Die Westgrenze des Einzugsgebietes zieht im Sockelbereich des Kleinen Ebensteins über den großen Ebenstein durch die Lang-Eibel-Schlucht zum Dolomit der Brunnmäuer und schließt sich in den Werfener Schichten des Turm.

Dank

Im Namen unserer Arbeitsgruppe ist den folgenden Institutionen



**Bundesministerium für
Bildung, Wissenschaft und Kultur**

Land Steiermark Stadt Wien, MA31 Wiener Wasserwerke

für die finanzielle Unterstützung dieses mehrjährigen Forschungsprojektes zu danken, ohne die eine so detaillierte Bearbeitung des Hochschwabgebietes nicht möglich gewesen wäre.

Unser besonderer Dank gilt auch folgenden Personen

Dr. Kurt Decker	Uni Wien	Strukturgeologie
Dr. Ilse Draxler	Geol.B.-A.	Palynologie
Prof. Dr. Leo Krystyn	Uni Wien	Conodontenstratigraphie
Dr. Olga Piros	MAFI Budapest	Dasycladaceenbiostratigraphie
Dr. Franz Stojaspal	Geol.B.-A.	Molluskenstratigraphie

die uns durch Ihre wissenschaftlichen Beiträge unterstützt und wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Literatur:

- BRANDNER R., RESCH, W. 1981: Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. - In: SEPM Special Publication No. 30, S. 203–231, Ed. Donald Francis Toomey, Tulsa.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. 1994 a: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“, der Zentralalpen. Jb. Geol. B.-A., 137, 5-18, Wien
- HOHENEGGER J., LEIN R. 1977: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg – Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 24, S.203-261, Wien.
- LINZER H.-G., RATSCHBACHER L., FRISCH W. 1995: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps.- In: Tectonophysics 242, S. 41-61 , Elsevier Science, Amsterdam
- LOBITZER H., MANDL G.W., MAZULLO S.J. & MELLO J. 1990: Comparative Study of Wetterstein Carbonate Platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and Western Carpathian Mountains: Preliminary Results.- In: Minarkova D. & Lobitzer H. (Ed.): Festiv Volume Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, S. 136-158, Wien (Geol. B.-A.) – Prag (UUG) 1990.
- MANDL G. W. et al. 1996: Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet.- Folgeprojekt: Hochschwab Ost und Aflenzer Staritzen, WA4a/F1996 & StA 028m.- unveröff. Forschungsbericht , Geol.B.-A.
- MANDL G. W. et al. 2000: Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet.- Endbericht zum Projektzeitraum 1.Juni 1998 – 31.Mai 2000.- unveröff. Forschungsbericht, Geol.B.-A.
- SPENGLER, E. & STINY, J. 1926: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz.- Nr. 4954, Geol.B.-A., Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. 1926: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. B.-A., Wien.
- STADLER H., STROBL E. 1997: Karstwasserdynamik Zeller Staritzen Endbericht.- Bericht Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 139 S., Graz.
- STADLER H., STROBL E. 1998: Karstwasserschutz und Karstwasserdynamik Hochschwab – 2. Arbeitsjahr.- Report zu Projekt STA 28K/96 Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 29 S., Graz.
- STADLER H. 2000: Karstwasserschutz und Karstwasserdynamik Hochschwab - 3. Arbeitsjahr.- Report zu Projekt STA 28K/98 Joanneum Research / Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 35 S., Graz.
- TOLLMANN A. 1976a: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik., 457 S., 7 Taf., Deuticke, Wien
- TUCKER E., WRIGHT P. 1990: Carbonate Sedimentology.- 482 S, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

DER BERGSTURZ VON WILDALPEN

Wolfgang PAVLIK

D. STUR (1871, S.11) interpretierte das Gebiet des Schafwaldes als Gletscherblockwerk, A. BITTNER & M. VACEK (1887) sahen in diesem Gebiet anstehenden Ramsaudolomit und Dachsteinriffkalk. E. SPENGLER (1926b, S.59; 1927, S. 72f) beschrieb es als „Blockmeer des Schafwaldes“, das zu den unwegsamsten Gegenden der ganzen Hochschwabgruppe gehört. Obwohl dieses Gebiet auf ihn den Eindruck eines Bergsturzgebietes machte, kamen für ihn nur für die randlichen Bereiche als Interpretation eines Bergsturzes in Frage, da die von Trümmern bedeckte Fläche im Verhältnis zur Höhe der umgebenden Berge zu groß wäre. Für das restliche nimmt er eine „eigenartige Verkarstungserscheinung“ eines stark unterhöhlten gewesenen Dachsteinriffkalkes an, die in sich selbst zusammengebrochen ist. N. LICHTENECKER (1929, S. 252) sprach erstmals von einem Bergsturz. Er begrenzte die Fläche der Sturzmasse auf den heutigen Schafwald. In seiner Arbeit „Bergstürze in den Alpen“ erwähnte G. ABELE (1974, S.5) diesen „noch nicht näher untersuchten Bergsturz“. Erst jüngst erkannte A. FRITSCH (1993, S. 64ff) das gesamte Ausmaß dieses Bergsturzes.

Das Siebenseegebiet südlich Wildalpen wurde in den frühen Untersuchungen bei allen Autoren A. BOEHM (1885, S. 451) R. MICHAEL (1891, S. 21), E. SPENGLER (1926b, S.81f; 1927, S.57f), A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909) und F. TRAUTH (1948, S.14) als Moränenlandschaft gedeutet, wobei darauf hingewiesen wurde, dass die auffallend spitzen Moränenhügel aus feinerriehenen Dolomitgrus bestehen.

Die Terrassen bei Winterhöh und im Salzatal und im Salzatal wurden bei den früheren Untersuchungen (A. BOEHM, 1885, S. 451; R. MICHAEL, 1891, S. 25; F. TRAUTH, 1948, S. 12) als Moränen angesprochen. Erst die Neubearbeitung durch A. FRITSCH (1993, S. 64ff) erbrachte das gesamte Ausmaß eines der größten Bergstürze der Alpen, der das gesamte Siebenseegebiet und große Teile des Salzatales umfaßt.

Das Abbruchgebiet

Das Abbruchgebiet dieses Bergsturzes liegt ungefähr 7km südlich Wildalpen. Die 2012m hohe Schaufelwand bildet die südliche Abbruchkante, der Brandstein (2003m) die westliche Begrenzung der Ausbruchsnische, sowie der Ebenstein (2123m) und der Griesstein (2023m) die östliche (Abb. VI.5.15 -1). Die westliche und östliche Begrenzung wird von großen Bruchlinien, Blattverschiebungen markiert. Die Gleitfläche im Süden wird von einer in mehrere Flächen aufgesplitteten Überschiebungsbahn gebildet. Das Abbruchgebiet hat somit eine W-E-Erstreckung von etwas weniger als 3,5km und ungefähr 1km N-S-Erstreckung. Die Höhe des Ausbruchsbloches betrug mehrere hundert Meter, A. FRITSCH nimmt ~800m an. Die Gleitfläche besitzt eine durchschnittliche Neigung von 37° (max. bei 47°, min. bei 28°; A. FRITSCH, 1993, S. 69f).

Der Ablagerungsraum

Dieser reicht vom Schiffwaldboden im Süden bis in das Salzatal, salzaufwärts bis Spanning, salzaabwärts bis Fachwerk und in das vordere Hopfgartental und Holzäpfeltal.



Der Schafwald ("Blockmeer" Schafwald)

Der gesamte Schafwald wird von Trümmernmassen des Bergsturzes eingenommen. Das „Blockmeer des Schafwaldes“ nimmt eine Fläche von max. 3,8km (W-E) und max. 2,4km (N-S) ein. Die hier liegenden Massen können als im Verband versackte Gesteinskörper charakterisiert werden. Innerhalb dieser Massen ist das Gestein in unterschiedlich große Körper zerbrochen. Einige täuschen aufgrund ihrer Größe und Kompaktheit aus der Entfernung anstehenden Fels mit Schutthalden vor (A. FRITSCH; 1993, S. 77), zum Beispiel Sulzenkögel und Hochleiten. Aus der Nähe ist jedoch ein stark aufgelockertes Kluftsystem erkennbar. Nordöstlich der Jagdhütte Seltenheim ist ein ungefähr 700m langer bis zu 150m breiter Streifen Wettersteindolomit erfassbar, der nur randlich von Blockwerk bedeckt ist. Dieser Dolomit wird als Aufragung des Untergrundes interpretiert.

Nördlich des Schafwaldes trennt die Kohlermauer den Schafwald vom Siebenseekessel ab. Die Oberkante der Kohlermauer liegt ungefähr auf derselben Höhe wie der Schiffwaldboden im Süden des Schafwaldes. A. FRITSCH (1993, S. 72) deutet dies als ursprüngliche Karoberfläche. In der Kohlermauer sind an verschiedenen Stellen Felsrippen mit Wettersteinkalken des Untergrundes aufgeschlossen. In der Rippe auf der Nordostseite des Brennach sind im Wald und entlang der Forststraßen größere Felsbereiche aufgeschlossen, die keine offenen Kluftsysteme zeigen und eventuell Aufragungen aus dem Untergrund darstellen.



Bergsturz Schafwald mit Abrissfläche Griesstein, Ebenstein, Schaufelwand.

Feinschutt Siebensee und Salzatal

Die Steilstufe der Kohlermauer führte zu einer starken Zertrümmerung des Bergsturzmateriels. Während im Schafwald noch Massen von mehrere Millionen bis hundert Millionen m³ liegen, erreichen die Blöcke nördlich der Kohlermauer nur einigen Zehntausend m³. Ab dem Siebenseegebiet überwiegt das feine Material, in dem große Bergsturzböcke schwimmen. Das abrupte Stehenbleiben des Sturzmateriels führte zu einer sehr kuperten Landschaft, mit Wallformen, Hügeln und teilweise tiefen Mulden. A. FRITSCH (1993, S. 78) interpretiert die großen Erhebungen westlich Körbel als Brandungswälle des Bergsturzes (Schottergrube Siebensee). Das starke Relief und die geringe fluviatile Erosion führte zu Seen- und Moorbildungen. Mit Ausnahme des Hartlsees dienen die ehemaligen Seebecken als Drainagen für die II. Wr. Hochquellenleitung.

Eine neue Forststraße südwestlich Siebensee bei 1000m SH schneidet grobes Bergsturzböckwerk an. Die Hohlraumwände sind mit Bergmilch überzogen. Die Bergmilch ist eine weißliche bis beige sehr wasserreiche, fast pastöse Bildung, die bei Wasserentzug kreidige, mitunter zu trockenem „Kalkstaub“ zerfällt (H. TRIMMEL, 1968, S. 60f). Die Bergmilch bildet mm-dicke Überzüge, die Sinterbildungen sehr ähnlich sind. Es ist eine eindrucksvolle Sägezahnbergmilch, mit aus ungefähr 2-3 cm langen gebogenen bis löffelförmigen Elementen zusammengesetzte Girlanden (H. TRIMMEL, 1968, Abb. 37), ausgebildet (Abb. VI.5.15-2).

In der Poschenhöh und im Salzatal tritt überwiegend sehr fein zerriebenes Bergsturzmateriel, das einem feinem Gesteinsmehl entspricht, auf. Neben Geröllen sind vereinzelt murenähnliche Sedimente im Bergsturzmateriel zwischen Siebensee und Salzatal aufgearbeitet. A. FRITSCH (1993, S. 83ff) interpretiert diese als aufgearbeitete glaziofluviatile Sedimente und Seeablagerungen. Das Bergsturzmateriel schwimmt teilweise in dieser Suspension. Die murenähnlichen Sedimente und die Düsenwirkung der Talenge zwischen Säusenstein und Böse Wand führte zu der großen Transportweite im Salzatal. Salzaufwärts kann das Bergsturzmateriel bis Spannring (3,5km) nachgewiesen werden (W. PAVLIK, 1995, S. 501; G.W. MANDL et al. 1995, geolog. Karte). Salzaabwärts reicht das Bergsturzmateriel ungefähr 6,5km bis Fachwerk, wo es auf den Schottern der Niederterrasse zu liegen kam.



Bergsturzmaterial im Salzatal, Mitterberg SW-Fuß.



Tomalandschaft, Poschenhöh.

Nordöstlich Wildalpen füllen diese Massen noch das vordere Holzäpfeltal und Hopfgartental an (1km). In der Poschenhöh und im Salzatal bildet der Bergsturz Terrassen. Diese zeigen die für Bergstürze klassische Morphologie mit Toma (Poschenhöh, Holzäpfeltal-Hopfgartental, Fischerau und Dipplbauer, s. Abb. VI.5.15-4). Der Begriff Toma wurde von H. BRUNNER (1962,

S. 67ff) nach einer Lokalbezeichnung für Bergsturz­hügel bei Ems auf­ge­stellt, und G. ABELE (1974, S. 119) definierte sie fol­gen­der­maßen: „Toma sind iso­lierte, über­wie­gend aus Berg­sturz­ma­te­ri­al be­ste­hende ke­gel-, pyra­mi­den oder dach­för­mige Auf­ragun­gen mit mehr oder we­niger glatt­flä­chi­gen Böschun­gen kon­stan­ten Gefäl­les“.

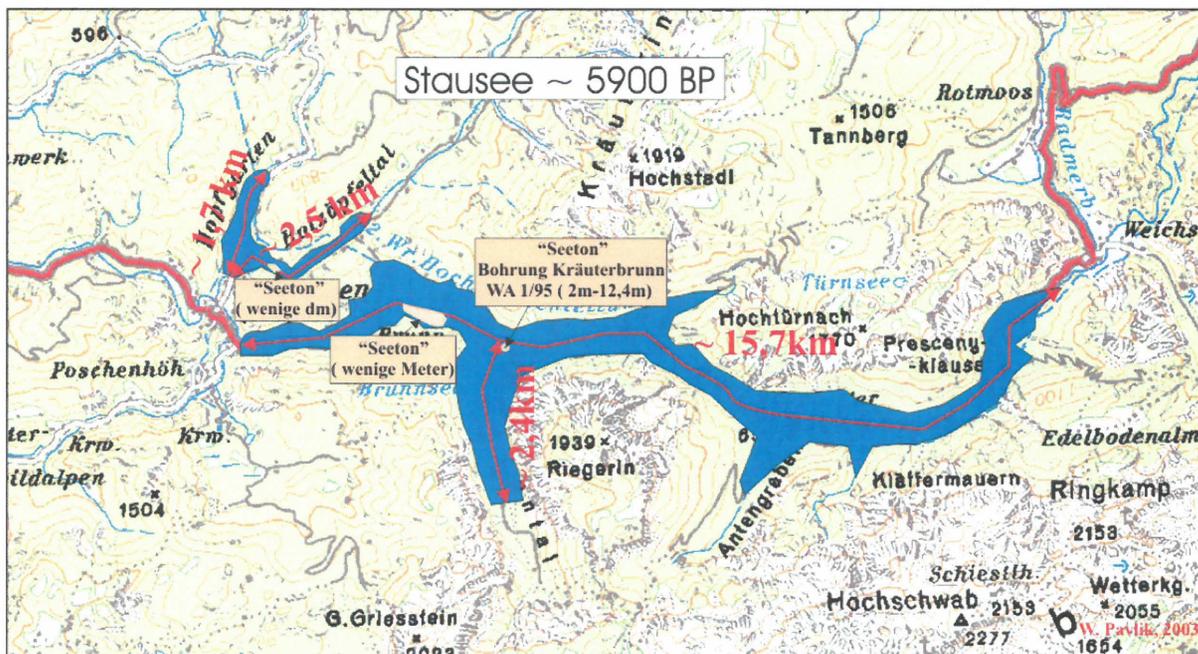
An ver­schie­de­nen Stel­len konn­ten Baum­stüm­pfe aus dem Berg­sturz ge­bor­gen wer­den (Abb. VI.5.15-5). Die Bestim­mung der Baum­ar­ten ergab: *Pinus silvestris* L. – Rot­föh­re (A. FRITSCH, 1993, S. 115) & *Picea abies* KARSTEN - Fichte (Poschen­höh), *Abies* - Tanne (un­te­rer Hin­ter­wil­dal­pen­bach; A. FRITSCH, 1993, S. 116), *Taxus baccata* L. - Eibe (Kana­laushub Neu­bau Kain nörd­lich Wildal­pen; P. TRINKAUS & H. STADLER., 2000; S. 10), *Abies alba* MILLER - Weiß­tan­ne & *Larix decidua* MILLER – Euro­päi­sche Lär­che (An­riss Bun­des­stra­ße Säusen­stein öst­lich Wildal­pen; P. TRINKAUS & H. STADLER, 2000, S. 12f).

Der Ort Wildal­pen steht auf zwei Ter­ras­sen. Die un­te­re mit den jün­ge­ren Ort­steil steht auf Berg­sturz­ma­te­ri­al, wäh­rend die obere, auf dem sich der alte Ort­kern be­fin­det, aus gut ge­schich­te­ten San­den und Kie­sen der Salza be­steht. Somit ist diese obere Ter­ras­se als flu­via­tile Bil­dung zu in­ter­pre­tie­ren, in der das Berg­sturz­ma­te­ri­al salzauf­wärts schon wieder ero­diert wurde.

Seeton

Die bei Wildal­pen un­ge­fähr 50-60m mäch­ti­gen Berg­sturz­mas­sen rie­gel­ten das Salz­atal kurz­zei­tig ab, so­dass sich ein Stausee bil­de­te. In diesem See lagerten sich graue bis beige Seetone ab bei Wildal­pen. Diese stehen un­ge­fähr 500m süd­lich Fischer­reith auf der linken Salz­aseite ober­halb der Bun­des­stra­ße an. Un­ter­suchun­gen des Seetones ergaben in der Ge­samt­mi­ne­ra­lo­gie: ~ 15% Quarz, < 3% Alka­li­feld­spat, < 3% Albit, 40-50% Schicht­silika­te, 5-10% Kalzit ~ 30% Dolomit.

Die Ton­mi­ne­ra­le der Frak­tion < 2µm las­sen sich in ~ 65% Illit/Hell­glim­mer­gru­pe, ~ 35% Clorit­gru­pe und Spu­ren von Kaolinit­gru­pe trennen. Spu­ren einer mixed-layer-Phase kön­nen nicht aus­ge­schlos­sen wer­den (An­alyse: I. WIMMER-FREY-file WP01).



In diesen Seetonen konn­ten Bivalven (det. P.L. REISCHÜTZ & F. STOJASPAL): *Pisidium lilljeborgii* CLESSIN (Pleisto­zän – rezent) und Ostracoden (det. P. HERRMANN): *Cyclocypris ovum* (JURINE) (Mio­zän – rezent) und *Candona candide* (O.E.MUELLER) (Mittelp­leisto­zän – rezent) nach­ge­wie­sen wer­den. *Pisidium* ist eine Still­wasser­form und wie *Candona* kälte­lie­bend. Weiter süd­lich sind ent­lang der Bun­des­stra­ße graue Schluffe auf­ge­schlos­sen, die hier als Auen­lehme an­ge­spro­chen wer­den. Aus diesen Schluffen konn­ten Pol­len einer an­spruchsvol­le­ren Wald­ve­ge­ta­tion des mitt­le­ren bis spä­te­ren Ho­lo­zäns ge­won­nen wer­den (Tab. ; Probe WPA 249/97; det. I. DRAXLER). Wei­ters konn­ten Sa­men­kapseln und Blatt­ab­drücke auf­ge­sam­melt wer­den.

Volumen des Bergsturzes

A. FRITSCH (1993, S. 71) gibt für den Bergsturz von Wildalpen ein Volumen von ungefähr $2,5\text{km}^3$ an. Er wird in den Alpen nur vom Flimser Bergsturz übertroffen (G. ABELE, 1974, S. 21; A. BRANDT, 1981, S.34).

Alter des Bergsturzes

Das Siebenseemoor wurde von F. KRAL (1987, S. 29f) und A. FRITSCH (1993, S. 112) untersucht. F. Kral wertete ein 4,65m tiefes Moorprofil aus und stellte den basalen Horizont in das jüngere Atlantikum (6000 – 4700a v.h. – Eichenmischwaldzeit). A. FRITSCH ergänzte dieses Profil überlappend mit einer 9,1m tiefen Bohrung. Die Bildung des basalen Schluffhorizontes auf dem Bergsturz wird mit einem Mindestalter von 5000-5500 Jahren angegeben.

Die ^{14}C Datierungen der drei zwischen Poschenhöh und Wildalpen aus dem Bergsturz geborgenen Hölzer ergaben:

Wildalpen 1: 5110±60a BP kalibriert 3990-3820 BC und

Wildalpen 2: 4980±60a BP kalibriert 3930-3700 BC.

Das nördlich Wildalpen geborgene Holz ergab:

Wildalpen Holz: 5140±60a BP kalibriert 3990-3820 BC,

mit einem wahrscheinlichsten Wert bei cal. BC 3960 (det. E. PAK, VRI-1844 Wildalpen Holz, P. TRINKAUS & H. STADLER: 2000, S.3).

Die Seetone südlich Fischerreith können mit Pollen in eine anspruchsvolle Waldvegetation des mittleren bis späteren Holozäns gestellt werden (Tab. VI.5.15-1 / WPA 249/97).

Die Auenlehme südlich Fischerreith können mit Pollen (det. I. DRAXLER) in eine Schattholzphase mit *Carpinus*, wahrscheinlich in das Subboreal bis älteres Atlantikum gestellt werden (Tab. VI.5.15-1 / WPA 41/98, WPA 43/98 & 91/00). Die Analyse ist mit dem unteren Abschnitt (1-2) des Pollendiagramms des Siebenseemoors von F. KRAL (1987) vergleichbar, und somit ungefähr 4-5000a v.H. alt.

Auenlehme wurden auch in der Bohrung Kräuterbrunn WA1-95 zwischen 2m und 12,4m angetroffen.

Ein Holzrest aus der Bohrung WA3/95 lieferte ein kalibriertes Alter von 3700-3910 BC (det. E. PAK, Probe VRI 1748).

Mit den vorliegenden Datenmaterial kann somit das Alter des Bergsturzes mit 5700-5990 Jahren vor Heute angegeben werden.



	Spät-glazial - Prä-boreal	Präboreal					mittleres Holozän		Subboreal - älteres Atlantikum						Mittleres - jüngeres Holozän			
		Weichselboden		Lurg			Melkböden		Fischer-reith	NE Gwandl					E Saggkogel		E Hinterwildalpen	
		WPA 83/99	WPA 81/00	WPA 82/00	WPA 83/00	WPA 84/00	WPA 85/99	WPA 86/99	WPA 249/97	WPA 41/98	WPA 41/98b	WPA 41/98d	WPA 43/98	WPA 91/00	WPA 51/99	WPA 29/98	WPA 30/98	WPA 31/98
Picea		1	7	1	4	7	14	8	17	6	7	94	26	9	3	2		
Pinus	46	18	120	13	272	16	29	2	2	4	1	4	4	2	1	1		
Pinus sylvestris												15						
Pinus cembra				2								2						
Abies							3	1	9	17	16	58	33	2		4		
Fagus						1	1	4	11	10	7	32	22	1		1		
Ulmus										1		3		1			1	
Quercus									2		2	3	4	1				
Alnus		1					15	3	3	3	5	18				8		
Alnus glutinosa						25												
Betula	3	1	6			16	9			4		4				1		
Corylus			2			8	8	3	1			11	3			6		
Acer										3	1	3	2			2		
Carpinus							1					2						
Tilia								1		2	1	2					1	
Cyperaceae							1					3		1				
Poaceae		2					1	1		3		1	2					
Cichoriaceae	1			2	35	7	1			1						1		
Apiaceae						2				1								
Urticaceae						1												
Selaginella			2															
Selaginella selaginoides				4	27	13												
Gentianaceae							1					1						
Viscum										1								
Asteraceae																1		
Rosaceae												1						
Ericaceae								1										
Caryophyllaceae		1																
Plantago lanceolata												1						
Varia			2															
Monolete Farnsporen		1			1	1			2	2	2		3	1		2		
Moossporen						1							1					

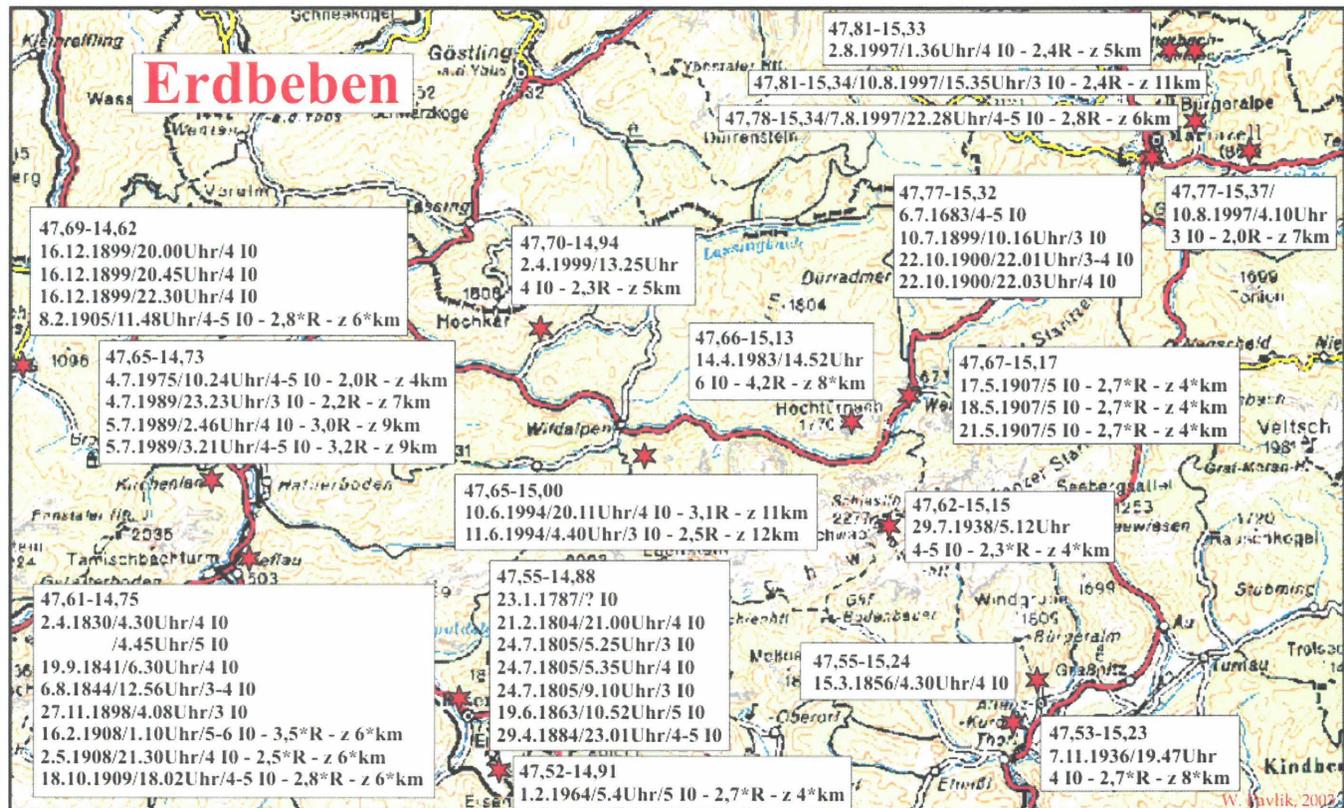
Auslösemechanismus des Bergsturzes

Vorraussetzung für den Bergsturz ist einerseits die sehr intensive tektonische Zerlegung der Gesteine, und andererseits die in der Eiszeit erfolgte Ausformung der Kare, die den Sturzraum schuf. Als wahrscheinlichste Ursache für den Bergsturz bei Wildalpen wird von A. FRITSCH (1993, S. 103ff) ein Erdbeben in der Mur-Mürz-Furche angegeben. Entlang dieser Linie treten in kurzen Abständen Starkbeben auf, ~ alle 49,2a mit einer Intensität $\geq 8^\circ$ MSK. Die Epizentren liegen ~26km (Leoben) und 34km (Kindberg) entfernt. Weitere Herde in der Umgebung des Hochschwab liegen bei Admont und Scheibbs, jeweils ~ 45km entfernt. In relativ kurzen zeitlichen Abständen konnten aber auch Erdbeben direkt an der Nordseite des Hochschwab registriert werden:

17. & 21. Mai 1907		Bebenserie Weichselboden	~5 MSK
14. April 1983	16.52 Uhr	2km W Weichselboden	~6 MSK (4,5-5 Richter)
	um 19.19 Uhr & 19.29 Uhr	Nachbeben	
10. Juni 1994	20.11 Uhr	Wildalpen	3.1 Richter
11. Juni 1994	0.44 Uhr	Wildalpen	2.5 Richter
2. August 1997	1.36 Uhr	Mariazell	2.4 Richter
7. August 1997	22.28 Uhr	Mariazell	2.8 Richter
10. August 1997	4.10 Uhr	Mariazell	2.0 Richter
10. August 1997	15.35 Uhr	Mariazell	2.4 Richter

(Quelle: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik).

Die Erdbeben der Mur-Mürz-Furche, sowie jene bei Admont und Scheibbs haben größere Intensitäten, aber auch eine größere Distanz zum Bergsturz. Somit können auch die Beben direkt an der Nordseite des Hochschwab als Auslösemechanismus für den Bergsturz herangezogen werden.



Literatur:

- ABELE, G.: Kinematik und Morphologie spät- und postglazialer Bergstürze in den Alpen.- Zeitschr. f. Geomorph., suppl. Bd. **14**, S. 138-149, Wien 1972.
- ABELE, G.: Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wiss. Alpenvereinsh., **25**, 230 S., 4 Tab., 73. Abb., 59 Bilder im Bildteil, 3 Karten + Erläuterungen, München 1974.
- BITTNER, A. & VACEK, M.: Geologische Spezialkarte Österr-Ungarn 1:75.000, Blatt 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. R.-A., Wien 1889.
- BOEHM, A.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr.- Jb. Geol. R.-A., **35**, S. 429-612, 6 Fig., 1 Profiltaf., 1 Übersichtsk., Wien 1885.
- BRUNNER, H.: Die Churer Toma.- Bündner Jahrbuch, S. 67-75, 1962.
- FRITSCH, A.: Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen.- Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. Univ. Wien, 122 S., 74 Abb., 3 Tab., 3 Beil., Wien 1993.
- KRAL, F.: Zur natürlichen Bewaldung und anthropogenen Waldentwicklung des Hochschwabgebietes.- Österreichische Forstzeitung, **12/1987**, S. 29-30, Wien 1987.
- LICHTENECKER, N.: Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol).- Geographischer Jahresbericht aus Österreich **14/15**, S.228-254, Leipzig, Wien 1929
- MANDL, G.W. (Projektleiter), MOSER, M., PAVLIK, W., STRELE, K & PIROS, O.: Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitung zwischen Hochschwab und Schneeberg. Folgeprojekt: Hochschwab – Zeller Staritzen. Forschungsprojekt WA-4A/F1994 der MA 31/Wiener Wasserwerke.- Unveröffentl. Zwischenbericht, 39 S., 1 geolog. Karte, Wien 1995.
- MICHAEL, R.: Die Vergletscherung der Lassingalpen.- 16. Jahresber. d. Vereines d. Geographen i. Wien – wissensch. Theil, S. 20-43, 4 Tab., Wien 1891.
- SPENGLER, E.: (in:) SPENGLER, E. & STINY, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., 1 Taf., Geol.B.-A., Wien 1926b.
- PAVLIK, W.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 101 – Eisenerz.- Jb. Geol. B.-A., **138/3**, S. 501-502, Wien 1995.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter.- Bd. I: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen.- 393 S., Leipzig 1909.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark.- XXXI, 654 S., 29 Tab. 11 Abb., 1 Taf., 1 geol. Übersichtsk., Geogn.-mont. Verein für Steiermark, Graz 1871.
- TRAUTH, F.: Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung.- Abh. Geol. B.-A. Wien, **26/1**, 98 S., 5 Fig., 12 Taf., Wien 1948.
- TRIMMEL, H.: Höhlenkunde.- 300 S., 88 Abb., Braunschweig (Vieweg) 1968.
- TRINKAUS, P. & STADLER, H.: Ergänzende Arbeiten Hochschwab Nord - Alter- und Artenbestimmung von Holzfunden aus dem Salzatal.- Unveröffentl. Bericht Joanneum Research, 16 S.+ Anhang, 8 Abb., Graz 2000.

VORLÄUFIGE ERGEBNISSE ZUR KALKALGEN-STRATIGRAPHIE DER ALPINEN MITTELTRIAS AUS DEM HOCHSCHWABMASSIV (MÜRZALPEN-DECKE, STEIERMARK)

von O. PIROS, W. PAVLIK, M. MOSER und G. BRYDA

Zusammenfassung

Ein Großteil der bislang als Obertrias angesprochenen Flachwasserkarbonate der Hochschwab-Nordseite konnte mit Dasycladaceen in die Mitteltrias gestellt werden.

Die sehr reichen Floren ermöglichen eine Gliederung dieser mächtigen Plattformsedimente in 8 Dasycladaceenzonen. Eine Zone entfällt dabei auf den anisischen Steinalmkalk und sieben Zonen entfallen auf den illyrisch - unterjulischen Wettersteinkalk. Auch in den sehr intensiv rekristallisierten Wettersteindolomiten konnten bestimmbare Floren aufgesammelt werden, und somit große Dolomitareale mit den Kalken korreliert werden. Die Dolomitareale des Plateaus konnten mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA in den hangenden Abschnitt der mitteltriadischen Schichtfolge gestellt werden. Am Nordrand der Mürzalpen-Decke sind Dolomite mit *Diplopora annulatissima* PIA und *Diplopora annulata annulata* HERAK aufgeschlossen, die in das Liegende der Wettersteinentwicklung zustellen sind. Weiters ließ sich ein Teil des Wettersteinriffkalkes mit Dasycladaceen einstufen. Hier konnten vom Illyr bis Jul 1/I alle Zeitbereiche mit Kalkalgen belegt werden. Patch-reef-Komplexe konnten mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA dem Hangenden der Mitteltrias zugeordnet werden.

Eine fazielle Gliederung des lagunären Wettersteinkalkes in riffnahe Bereiche mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA und riffferne Bereiche mit *Diplopora annulata annulata* HERAK (E. OTT, 1967 Abb.7) kann am Hochschwab nicht bestätigt werden. Erstere wurde weitab vom Riff in lagunären Wettersteinkalken aufgesammelt, während *Diplopora annulata annulata* HERAK in Riffkalken nachgewiesen werden konnte.

Da die stratigraphisch wichtigen Arten in Folge ihrer unterschiedlichen Größe (Durchmesser, Längsschnitt) und der Segmentierung bereits im Handstück grob bestimmbar sind, kann eine erste zeitliche Einstufung bereits im Gelände erfolgen, und somit schon bei der Kartierung erste tektonische Rückschlüsse gezogen werden.

Auf der Nordseite des Hochschwab sind dunkelgraue, gut gebankte Karbonatdetrituskalke und -dolomite eines Becken bis Beckenrandes verbreitet. Diese wurden bisher als Gutensteiner Schichten ausgeschieden, konnten aber mit Conodonten und Dasycladaceen als pelsonisch - julische Gesteine eingestuft werden (Abb. 1). Da sich diese allodapischen Kalke sehr stark von den anderen mitteltriadischen Beckenentwicklungen unterscheiden wurde für sie vorerst der Arbeitsbegriff „Sonderentwicklung“ eingeführt. In einigen Proben konnten Conodonten und Dasycladaceen im selben Handstück nachgewiesen werden, so dass sich die Möglichkeit einer Eichung der Algenstratigraphie an der Conodontenstratigraphie ergibt.

Im Gegensatz zu der bisherigen Auffassung eines tektonisch wenig gegliederten Karststockes, zeigt die Neubearbeitung ein äußerst kompliziertes Bild mit großen Überschiebungen, einigen kleineren Schuppen, und einem oft sehr engscharigem Blattverschiebungssystem. Die Algen ermöglichen nunmehr die jeweilige stratigraphische Position in der ansonsten sehr gleichförmigen und mächtigen Seichtwasserkarbonatfolge genauer zu bestimmen.

Einleitung

Im Rahmen eines großangelegten Forschungsprogrammes zur Qualitätssicherung der Wiener Wasserversorgung wurde im Auftrag der Magistratsabteilung 31/Wiener Wasserwerke, des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung und des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur, in den letzten Jahren das Einzugsgebiet der II. Wr. Hochquellenleitung im Hochschwabmassiv gemeinsam mit seinem Rahmen geologisch neu aufgenommen.

Im Rahmen des bilateralen Abkommens über geowissenschaftliche Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn wurde ein Vergleich zwischen der ostalpinen Trias und den Schichtfolgen der Westkarpaten vereinbart. Von ungarischer Seite wurden hier vor allem stratigraphische Daten, beruhend auf Auswertung triadischer Dasycladaceen-Vergesellschaftungen durch O. Piros in das Projekt eingebracht.

Als vorläufiges Ergebnis dieser Zusammenarbeit wird von den Autoren eine Neufassung der Dasycladaceenbiostratigraphie vorgeschlagen. Die mit dieser verfeinerten Biostratigraphie durchführbare Gliederung der mitteltriadischen Seichtwasserkarbonate führt zu einem besseren Verständnis des geologischen Aufbaus des Hochschwabmassivs und seiner Randgebiete, und macht daher genauere Aussagen zur Einzugsgebietsgröße und dem Abflussverhalten der einzelnen Quellen erst möglich.

Dasycladaceenstratigraphie

Dasycladaceen bildeten im Rahmen dieser Neuaufnahmen in den mitteltriadischen Plattformsedimenten die einzige schon im Gelände bestimmbare Fossilgruppe. Die Größenverhältnisse der mitteltriadischen Dasycladaceen nehmen vom Anis bis Jul deutlich zu um dann im Jul wieder kleiner zu werden.

Die im Anis auftretenden Physoporellen und Oligoporellen erreichen nur 1-2 mm Durchmesser und Längsschnitte bis zu 1 cm. Diploporen (Illyr – unteres Langobard) erreichen ungefähr 3-5 mm \varnothing und Längsschnitte von 1-3 cm. Bei gut verwitterten Längsschnitten können *Diplopora annulatissima* PIA, *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Favoporella annulata* SOKAC im Handstück bestimmt werden. *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA ist die größte Grünalge mit 5-10 mm \varnothing und Längsschnitten bis zu 10 cm. *Poikiloporella duplicata* PIA im Karn ist deutlich kleiner, 1-2 mm \varnothing und 2-3 cm Länge.

Die sehr komplexe Tektonik mit der äußerst kleinräumigen Zerlegung des Hochschwabmassivs bedingt das Fehlen eines durchgehenden Mitteltriasprofils. Die sehr große Probandichte und die wiederholte Abfolge einzelner Dasycladaceenzonen in den einzelnen Spänen ermöglicht aber doch Aussagen über die Dasycladaceenstratigraphie zu treffen.

In Tabelle 1 wurden nur solche Dasycladaceenassoziationen übernommen die im selben Dünnschliff angetroffen werden konnten. Die stratigraphisch wichtigen Arten sind schwarz hervorgehoben.

Wie schon bereits erwähnt führen einige Proben aus der Sonderentwicklung Dasycladaceen und Conodonten im selben Handstück, so dass nun mit Conodonten einige Eichpunkte für die Reichweite einzelner Kalkalgen gesetzt werden können. Hierbei wurde darauf geachtet, dass keine Hinweise auf Umlagerung älteren Materials in jüngeres vorliegen. Eng benachbarte Proben wurden nicht berücksichtigt, da ein stratigraphische Verband zumeist nicht gesichert ist.

Im folgenden werden die für stratigraphische Gliederung wichtigen Arten anhand der am Hochschwab erhobenen Daten und den Angaben aus der Literatur (J. BYSTRICKY, 1966, Tab. 1; E. OTT, 1973, Taf.1, O. PIROS, 1986 und S. KOVACS et al., 1989) vorgestellt und ihre Reichweite diskutiert.

Die für den anisischen Steinalmkalk bedeutenden Formen: *Physoporella dissita* (GÜMBEL)PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTR., *Physoporella pauciforata sulcata* BYSTR., *Physoporella pauciforata undulata* PIA, *Oligoporella pilosa pilosa* PIA und *Diploporella hexaster* PIA reichen bei J. BYSTRICKY (1966, Tab. 1), E. OTT (1973, Taf. 1) und teilweise auch bei O. PIROS (1986) und S. KOVACS et al. (1989) vereinzelt noch in das Illyr. Weiters geben die beiden letztgenannten Autoren ein gemeinsames Vorkommen von Physoporellen und *Diploporella annulatissima* PIA an. Letzteres konnte am Hochschwab bisher nicht belegt werden. Im Hangenden des Steinalmkalkes treten bunte pelagische Kalke auf. Diese konnten mit *Paragondolella bifurcata* BUD.&STEF., *Neogondolella bulgarica* BUD.&STEF. und *Nicorella kockeli* TATGE (det. L. KRYSTYN) in das Pelson 2 gestellt werden. Somit muss die Oberkante des Steinalmkalkes im Pelson definiert werden. Eine fragliche *Oligoporella pilosa pilosa* PIA konnte zusammen mit *Diploporella annulatissima* PIA nachgewiesen werden. Dies könnte ein Hinaufreichen dieser Art in den liegendsten Wettersteinkalk andeuten. Aber die meisten oben genannten Dasycladaceen des Steinalmkalkes sind nach Meinung der Autoren auf diesen beschränkt.

Teutloporella peniculiformis OTT tritt sehr häufig auf. E. OTT (1973, Taf. 1) gibt eine Reichweite für diese Grünalge von „Hydasp“ bis oberes Langobard an, O. PIROS (1986) und S. KOVACS et al. (1989) von Pelson bis Illyr. Die Proben vom Hochschwab belegen eine relativ große Reichweite für diese Grünalge. Sie reicht vom Steinalmkalk bis in den unteren Wettersteinkalk. Einige wenige Exemplare konnten noch zusammen mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA nachgewiesen werden. Trotz der großen Reichweite zeigt sie aber den liegenden Anteil der mitteltriadischen Karbonatplattform an.

Diploporella annulatissima PIA reicht bei E. OTT (1973, Taf. 1) vom “Hydasp” bis Fassin, eventuell noch Langobard, bei O. PIROS (1986) und S. KOVACS et al. (1989) ist sie auf das Illyr beschränkt. Ein Nebeneinander mit Physoporellen konnte am Hochschwab bisher nicht nachgewiesen werden, so dass wir ein Hinabreichen in den Steinalmkalk vorerst ausschließen. Bei E. OTT tritt *Diploporella annulatissima* PIA zusammen mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA auf. Bei dem sehr umfangreichen Material konnte dies bisher nicht belegt werden. In der Probe WPA 72/95 (N Guckkogel) trat diese Grünalge zusammen mit *Paragondolella trammeri* KOZUR (det. L. KRYSTYN) auf. Dieser Conodont hat eine Reichweite vom Fassin bis unteres Langobard 2. Somit lässt sich für *Diploporella annulatissima* PIA ein Hinaufreichen in das untere Ladin belegen.

Diploporella annulata annulata HERAK reicht bei E. OTT (1973, Taf. 1) vom Illyr bis in das Langobard, bei O. PIROS (1986) und S. KOVACS et al. (1989) vom Fassin bis Langobard. Das vorliegende Material belegt ein gemeinsames Vorkommen dieser Kalkalge einerseits mit *Diploporella annulatissima* PIA und andererseits mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA. In der Probe M 93/102/99 konnte sie mit *Paragondolella liebermanni* KOVACS&KRYSTYN (det. L. KRYSTYN) nachgewiesen werden. Dieser Conodont reicht vom Illyr bis Fassin 1/I. Somit kann *Diploporella annulata annulata* HERAK in das unterste Fassin, vielleicht auch noch in das obere Illyr hinabreichen.

Teutloporella herculea (STOPPANI)PIA reicht nach E. OTT (1973, Taf 1) vom Fassin, eventuell auch noch oberstes Illyr, zumindest bis in das Karn, eventuell Nor hinauf. Bei O. PIROS (1986) und S. KOVACS et al. (1989) reicht sie vom Fassin bis in das Cordevol, mit einer Hauptverbreitung im oberen Langobard bis unteren Cordevol. Diese Grünalge konnte bisher nicht zusammen mit *Diploporella annulatissima* PIA nachgewiesen werden, so dass ein Hinabreichen in die liegendsten Abschnitte des Wettersteinniveaus ausgeschlossen werden kann. Die Probe M 93/102/08-08b zeigt diese Kalkalge zusammen mit *Neogondolella praehungarica* (KOVACS) (det. L. KRYSTYN). Dieser Conodont ist dem unteren Langobard 1 zuzuordnen. Somit muss *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA zumindestens in diesen Zeitbereich herabreichen.

Poikiloporella duplicata PIA setzt bei allen Autoren mit Jul 1/I ein. Diese Grünalge tritt in der Probe WPA 166/96 zusammen mit Teutloporella herculea (STOPPANI)PIA und *Paragondolella inclinata* KOVACS auf. Dieser Conodont reicht vom Langobard 1 bis in das Jul. Die Auswertung des Probenmaterials ergab einige sehr reiche Proben die nur Poikiloporella duplicata PIA führten.

Da erst wenige Proben aus diesem Zeitbereich vorliegen kann noch nicht abschließend entschieden werden ob im Jul 1/I zwei Dasycladaccenzonen unterschieden werden können.

Eine Probe mit *Uragiella supradiassica* BYSTR. deutet ein Hinabreichen dieser Art in den hangendsten Wettersteinkalk an.

Basierend auf dem umfangreichen Probenmaterial und den oben ausgeführten Mindestreichweiten einiger Arten schlagen die Autoren folgende Gliederung der Mitteltrias mit Dasycladaceen vor, siehe hierzu Tabelle1, die eine verfeinerte Gliederung von O. PIROS (1986) und S. KOVACS et al. (1989) darstellt:

Zone 1	Pelson	Physoporellen & Diplopora hexaster
Zone 2	Illyr	Diplopora annulatissima
Zone 3 annulata	Fassan 1	Diplopora annulatissima & Diplopora annulata
Zone 4	Fassan 2	Diplopora annulata annulata
Zone 5 herculea	Langobard 1	Diplopora annulata annulata & Teutloporella
Zone 6	Langobard 2-3	Teutloporella herculea
Zone 7	unteres Jul 1/I	Teutloporella herculea & Poikiloporella duplicata
Zone 8	oberes Jul 1/I	Poikiloporella duplicata.

Die Reichweiten der bisher nur in wenigen Exemplaren bestimmten Arten kann sich mit dem noch auszuwertenden Probenmaterial verschieben.

Anis		L a d i n						Unterkarn				
Bithyn.	Pelson	Illyr		Fassan		Langobard			Jul (Cordevol)			
	1	1	2	1	2	1	2	3	1/I	8		
	1	2		3	4	5	6			7	5	
	35	30		40	134	25	175			4		
	?			Parag. Julica Julica	Parag. Pelsoni & Hebermanni	Nachpau- gertica						
	?										6	<i>Diplopora hexaster</i>
	?										14	<i>Physoporella dissita</i>
	?										3	<i>Anisoporella anisica</i>
	?		?								5	<i>Oligoporella pilosa pilosa</i>
	?		?								36	<i>Teutloporella peniculiformis</i>
	?										21	<i>Physoporella pauciforata pauciforata</i>
	?										20	<i>Physoporella pauciforata undulata</i>
	?										7	<i>Physoporella pauciforata sulcata</i>
	?										5	<i>Physoporella intusannulata</i>
			?								71	<i>Diplopora annulatissima</i>
			?								18	<i>Favoporella annulata</i>
											4	<i>Diplopora annulata philosophi</i>
											201	<i>Diplopora annulata annulata</i>
											4	<i>Macroporella beneckeii</i>
											4	<i>Teutloporella nodosa</i>
											2	<i>Griphoporella guembeli</i>
											48	<i>Teutloporella aequalis</i>
											2	<i>Zornia obscura</i>
											8	<i>Diplopora annulata dolomitica</i>
											6	<i>Gyroporella ladinica</i>
											1	<i>Macroporella spectabilis</i>
											223	<i>Teutloporella herculea</i>
											1	<i>Aciculella bacillum</i>
											13	<i>Poikiloporella duplicata</i>
											1	<i>Uragiella supatriassica</i>

Tabelle 1 : Stratigraphische Reichweite der Dasycladaceen des Hochschwab.

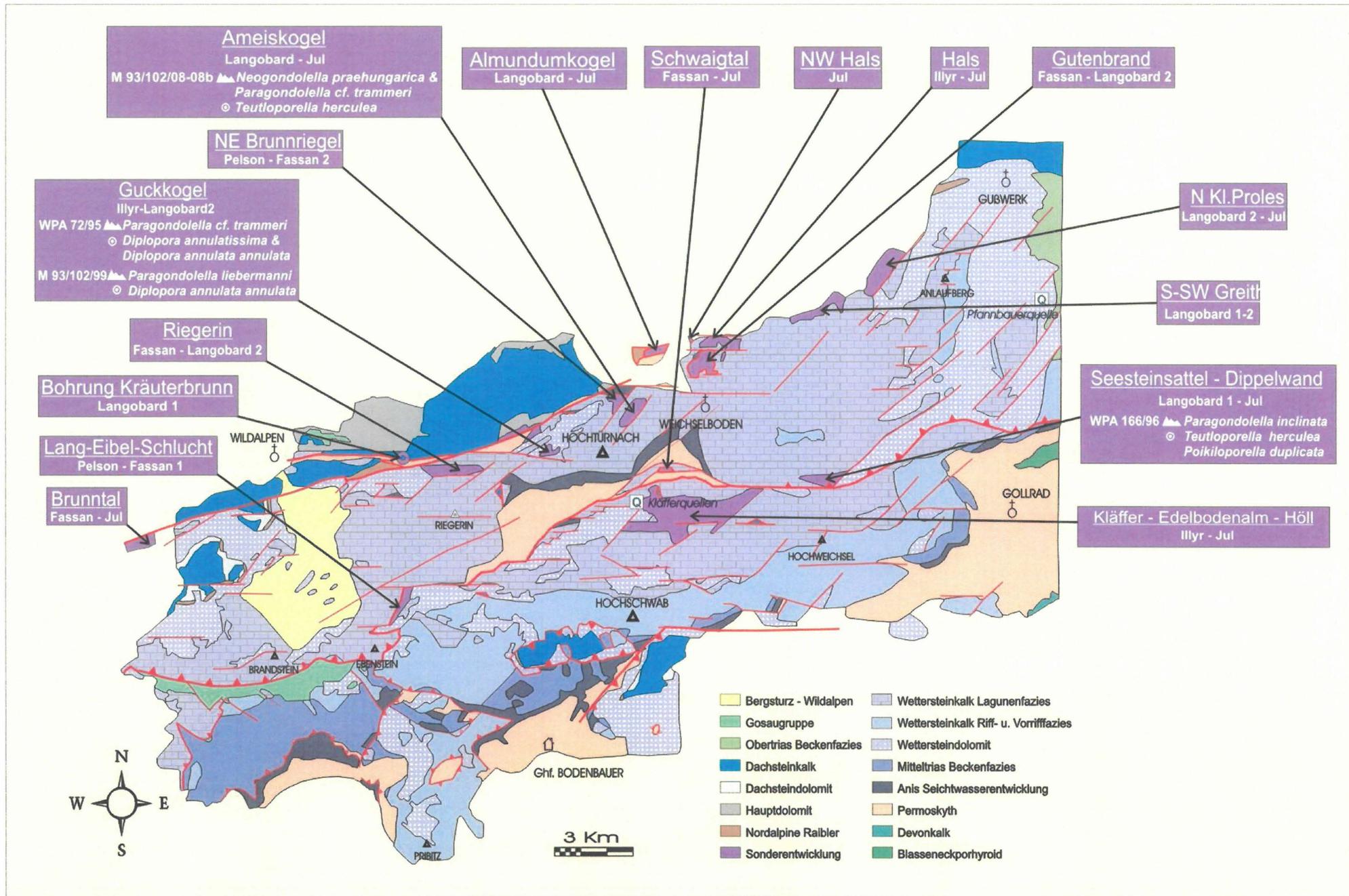


Abb. 1: Alter der "Sonderentwicklung" auf der Nordseite des Hochschwab.

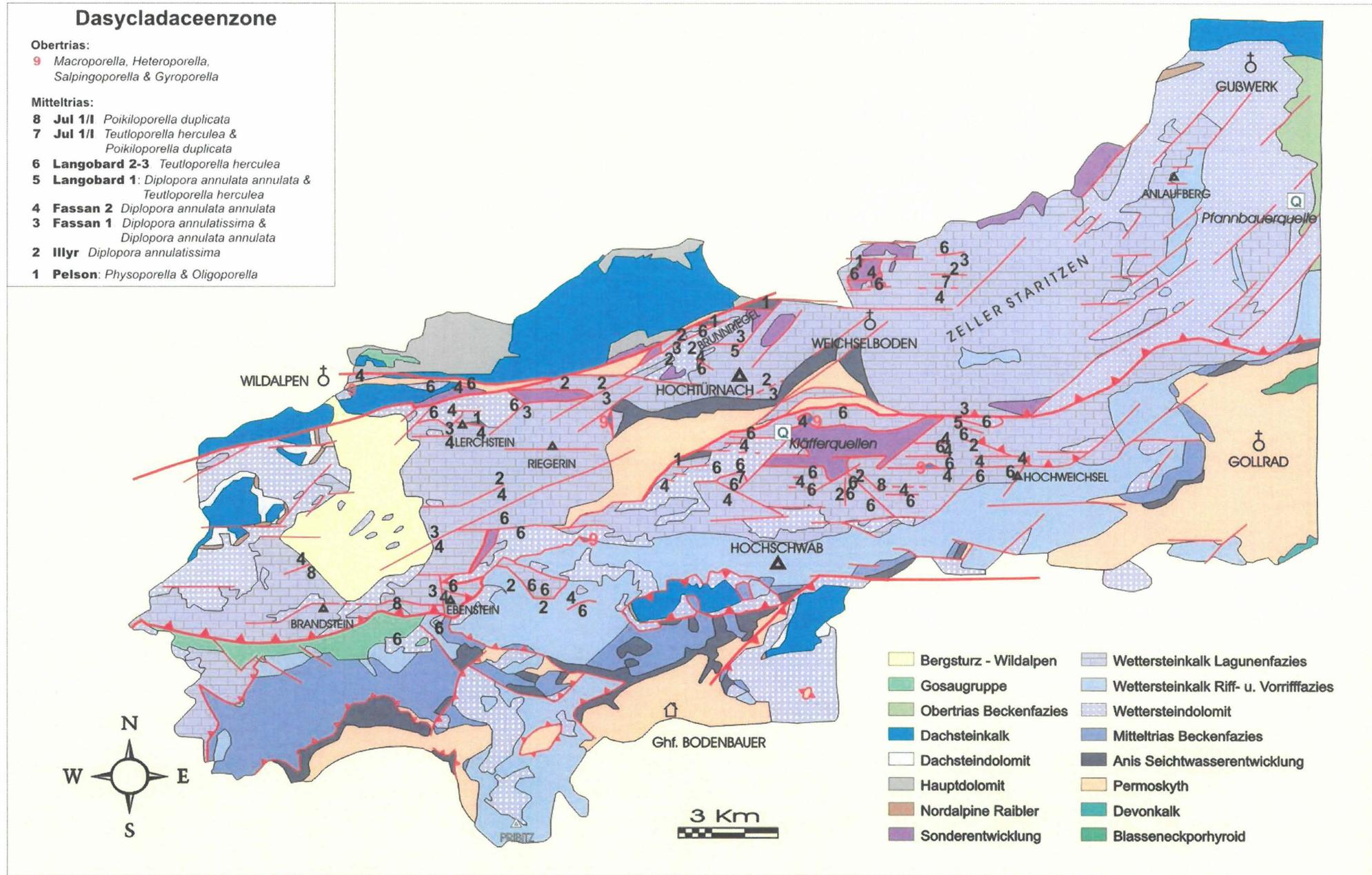


Abb. 2: Verteilung der Dasycladaceenzonen am Hochschwab und ihr Bezug zur Tektonik.

Bedeutung der Ergebnisse für die Hydrogeologie

Große Bereiche auf der Nordseite des Hochschwabmassivs wurden von E. SPENGLER & J. STINY (1926) und darauf aufbauenden Dissertationen (z.B. E. STROBL, 1992) Diplomarbeiten (z.B. S. SALEK, 1998) als obertriadischer Hauptdolomit und Dachsteinkalk angesprochen, so zum Beispiel das Gebiet zwischen Kollmannstock – Brandstein – Häuselkogel – Schaufelwand – Ebenstein – Griesstein – Gehart – Schirnbacherkogel – Sadurz – Riegerin – Karlstein – Hochwart und Hochgang. Die Dasycladaceen belegen nun für den überwiegenden Teil ein mitteltriadisches Alter (Steinalmkalk, Wettersteinkalk, Wettersteindolomit und „Sonderentwicklung“). Für die Hydrogeologie bedeutet dies, dass entgegen der bisherigen Annahme von zwei Stauhorizonten (karnische Serien und Werfener Schichten) jetzt nur noch die Werfener Schichten als Stauhorizont in Frage kommen.

Auf der Nordseite des Hochschwab konnten dunkelgraue, gut gebankte allodapische Kalke bis Dolomite auskartiert werden. Diese wurden bisher als Gutensteiner Schichten angesprochen. Mittels Dasycladaceen und Conodonten konnte ein Alter vom Pelson bis Jul 1/I nachgewiesen werden (s. Abb. 1). Die Faziesanalyse belegt flache Becken mit Dasycladaceen und Algenkrusten bis zu Becken- bis Beckenrandbildungen mit sehr feinem Detritus und vereinzelt gradierten Schichten. Da sich diese Entwicklung von den anderen mitteltriadischen Beckenentwicklungen unterscheidet, wird sie vorerst unter dem Arbeitsbegriff „Sonderentwicklung“ geführt. Da die Gesteine der Sonderentwicklung zumeist tektonisch isoliert auftreten, konnte ihre genaue Zuordnung entweder als Intraplattformbecken der Müritzalpen-Decke oder als Schürflinge einer tieferen tektonischen Einheit noch nicht geklärt werden. Sie sind nicht, wie bisher angenommen der liegende Teil der mitteltriadischen Plattform, sondern bilden ausgedehnte Schuppen, die als lokale Karstwasserhemmer fungieren.

Im Bereich zwischen Antenkar und Höll finden sich neben Wettersteinkalk –dolomit und Sonderfazies, Linsen mit Reingrabener Schichten, obertriadischen Kalken und Gosaukonglomeraten entlang bedeutender tektonischer Fugen eingeschuppt. Eine Linse SW Kanlegraben konnte mit *Epigondolella multidentata* MOSHER (WPA 219/94, det. L. Krystyn) als Hallstätter Kalk, eine andere mit Dasycladaceen: *Salpingoporella humilis* (BYSTRICKY) (WPA 81/94, N Stadurz), *Heteroporella zankli* (OTT) (WPA 80/96, Unterer Ring) und *Griphoporella sp.* & *Salpingoporella sp.* (M 92/102/23, NE Riegerin) als Dachsteinkalk identifiziert werden. Im Hangschutt auf der NE Seite der Riegerin und südlich Kanlegraben konnten Blöcke mit roten Crinoidenspatkalken (Hierlatzkalke) aufgesammelt werden die jedoch im Anstehenden bisher nicht wiedergefunden werden konnten. Diese Schürflinge belegen tiefgreifende Bruchsysteme, die oft über große Distanzen verfolgbar sind. Ihnen kommt eine erhebliche Bedeutung für die Hydrogeologie zu.

Die morphologisch sehr stark gegliederte Landschaft mit tief eingeschnittenen Tälern und vielen Sattelzonen zeichnet sehr eindrucksvoll den komplizierten tektonischen Bau nach. Neben einem frühen NW-gerichteten Decken- und Schuppenbau und WNW-streichenden dextralen Blattverschiebungen sind am Südrand des Hochschwabgebietes noch SE- bis S-gerichtete Rücküberschiebungen ausgeprägt. Diese zeigen im Bereich der Überschiebung Höll-Grübel-Hochweichsel, wo deutlich jüngere Wettersteinkalke mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA (Langobard – Jul 1/I) auf Älteren mit *Diplopora annulatissima* PIA (Illyr – Fassin 1) und *Diplopora annulata annulata* HERAK (Fassin – Langobard 1) zu liegen kommen, deutliche out-of-sequence Geometrien. Im Zuge der miozänen Tektonik (DECKER, K.; PERESSON, H. & FAUPL, P 1994) wird dieser Stapel entlang ungefähr W-E streichender sinistraler Blattverschiebungen zerlegt. Diese sind sehr eindrucksvoll im Unteren und Oberen Ring ausgebildet, wo die Blattverschiebungen im Abstand von wenigen Hundert Metern mit breiten und tiefgreifenden Erosionsspalten die Felswände durchschlagen. Die Auswertung der Dasycladaceen zeigt, dass neben einem beträchtlichen lateralen Versatz auch ein erheblicher vertikaler Versatz von einigen hundert Metern vorliegen muss. Abbildung 2 zeigt einige Beispiele für diesen Versatz die durch unterschiedlich Dasycladaceenalter nördlich und südlich der Blattverschiebungen (im Norden zumeist die älteren Daten) belegt werden können. Große

Versätze von einigen Hundert Metern konnten zum Beispiel südlich Brandstein: mit *Poikiloporella duplicata* PIA (Karn) südlich und *Diplopora annulata annulata* PIA (Fassan bis unteres Langobard) nördlich der Blattverschiebung; östlich Lerchkogel: südlich *Diplopora annulata annulata* PIA (Fassan – Langobard 1) - nördlich Steinalmkalk (Pelson) und nördlich Brunnriegel: *Teutloporella herculea* (STOPPANI)PIA (Langobard - Jul 1/I) südlich – Steinalmkalk (Pelson) belegt werden. Das Plateau der Zeller Staritzen zeigt morphologisch nur wenige bedeutende Störungen. Die Abfolge der Dasycladaceenzonen auf der Westseite zeigt jedoch sehr eindrücklich, dass auch hier viele kleinere Blattverschiebungen mit unterschiedlichen Sprunghöhen diesen Block zerschneiden, jedoch von der Erosion nicht so deutlich herauspräpariert wurden wie im restlichen Hochschwab. Somit liefern die Dasycladaceen auch sehr wichtige Informationen für die strukturelle Interpretation und können die bestehenden Modelle unterstützen und erweitern.

Diese Beispiele belegen, dass nur eine detaillierte Kartierung unter Berücksichtigung von Fazies, Stratigraphie und Tektonik eine ausreichende Grundlage für angewandte Fragestellungen, in diesem Fall für Karstwassersicherung bieten und bessere Prognosen für die Hydrogeologie ermöglichen.

BYSTRICKY, J.: La stratigraphie et les dasycladacees du trias moyen de la serie du Drienck.- Geol. Sborn., 12/2, S.241-257, Bratislava 1966.

DECKER, K.; PERESSON, H. & FAUPL, P.: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannung und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen.- Jb. Geol. B.-A., 137/1, S. 5-18, Wien 1994.

KOVACS, S.; LESS, Gy.; PIROS, O.; RETI, Zs.; ROTH, L.: Triassic formations of the Aggtelek-Rudabanya Mountains (Northeastern Hungary).- Acta Geol. Hung., 32, S. 31-63, Budapest 1989.

OTT, E.: Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der Nordalpinen Obertrias.- Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., 7, S. 205-226, Taf. 12-13, 5 Abb., 1 Tab., München 1967.

OTT, E.: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141/1, S. 81-115, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart (1972) 1973.

PIROS, O.: Facies and microfacies study of the Middle and Upper Triassic carbonate platform formations of the Aggtelek Mountains.- Ph. D. Thesis, 56 S., Budapest 1986.

SALEK, S.: Geologie und Fazies des Raumes Hinterwildalpen (steirische Kalkalpen).- unveröffentl. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, 226 S., 187 Abb., 1 geol. Karte, Wien 1998.

SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte 1:75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz.- Geol. B.-A., Wien 1926.

STROBL, E.: Hydrogeologie des westlichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark).- Diss. Univ. Graz, 71 S., 24 Abb., 4 Tab., 16 Fotos, 6 Beil., 5 Anh., Graz 1992.