

Berge wachsen aus dem Meer

Zur Entstehung der Alpen am Beispiel des Krappfeldes und der Karawanken
(Exkursion mit Einführung)

Von † Heinrich Kallenbach

Die Alpen gelten, da sie seit mehr als hundert Jahren von Geologen untersucht werden, als das best erforschte Gebirge der Erde und werden in vielerlei Hinsicht als Modellfall eines Falten-Decken-Gebirges angesehen. Sie sind jedoch durch einen so komplexen Innenbau gekennzeichnet, dass wir wahrscheinlich erst heute zu verstehen beginnen, welche innerirdischen Prozesse zur Bildung dieses so gewaltigen Hochgebirges geführt haben.

1.0 Modell der Plattentektonik

In den letzten drei Jahrzehnten haben sich die Auffassungen in den Geowissenschaften über die Entstehung der Ozeane, Kontinente und Gebirge radikal geändert und das bis dahin gültige geologische Weltbild durchgreifend revolutioniert. Während die älteren geotektonischen Theorien vorwiegend von den Beobachtungen der Festländer ausgingen, wurden in den letzten Jahrzehnten die Ozeane mit geologischen und geophysikalischen Methoden erforscht. In den **mittelozeanischen Rücken** erkannte man Spreizungszonen, die ein Auseinanderdriften der Ozeanböden zur Folge hatten und ein passives Wandern der Kontinente bewirken. Andererseits sind vor den Kontinenten durch Tiefseegräben morphologisch betonte **Subduktionszonen** zu beobachten, in denen ozeanische Kruste in die Tiefe abtaucht und wieder aufgeschmolzen wird (Abb. 1). Die Theorie des **See-floor-spreading** konnte durch Altersbestimmungen und paläomagnetische Anomalien, die durch periodische Wechsel der Polung des Magnetfeldes der Erde parallel zu den Spreizungszonen entstanden sind, lückenlos nachgewiesen werden. Damit war der Beweis erbracht, dass die Ozeanböden nicht Milliarden Jahre alt, sondern ziemlich jung sind, nämlich weniger als 200 Millionen Jahre.

Aus diesen Erkenntnissen entwickelte sich das Modell der **Plattentektonik**. Es geht von einer Gliederung der Erdkruste in rund ein Dutzend starrer, aber nicht miteinander verbundener Großplatten aus, die sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten bewegen. Der Motor dieses dynamischen Systems liegt im Erdinneren, das nach seismischen Untersuchungen einen schalenförmigen Aufbau hat und aus einem schweren Nickeleisen-**Kern**, einem peridotitischen **Mantel** und einer **Kruste** aus leichten Silikaten besteht. Die Wärme der Erde ist an den Zerfall der radioaktiven Isotope gebunden. Da diese nicht statistisch verteilt sind – im oberen Mantel besteht durch eine ständige Abgabe von radioaktiven Elementen an die Kruste ein Defizit – wird die Wärme nicht gleichmäßig, sondern in **Konvektionsströmen** an die Kruste und damit nach außen abgegeben.

Das plastische Material des oberen Mantels bewegt sich langsam in einem Kreislauf, d.h. in den Spreizungszonen steigt es bedingt durch Wärmeanomalien auf, verdriftet zu den Seiten und sinkt nach Abkühlung allmählich wieder in die Tiefe ab. Die Vorstellungen über die Ursachen dieses Prozesses sind noch sehr unvollkommen. Offensichtlich ist jedoch, dass die starren Platten der festen Lithosphäre, die aus der festen Kruste und Teil des oberen Mantels bestehen, von den Bewegungen des Mantels verdriftet werden und miteinander kollidieren.

Die hier zu behandelnden Faltengebirge entstehen im plattentektonischen Modell in mehreren Phasen. In der ersten werden Sedimentgesteine in dem durch Spreizung an einer mittelozeanischen Riftzone entstehenden Ozean in einem sinkenden Trog abgelagert. Kollidiert eine ozeanische Platte nach Verdriftung mit einer kontinentalen, so wird sie wegen ihres höheren spezifischen Gewichtes unter diese subduziert (vergl. Abb. 1). Die auf der ozeanischen Platte abgelagerten leichten Sedimente werden nur zum geringeren Teil mit in die Tiefe gerissen und dort mit der Platte aufgeschmolzen. Sie speisen die sogenannten **Inselbogenvulkane**, deren Magmen durch höhere Kieselsäure- und Aluminiumgehalte von den Schmelzen der ozeanischen **Riftvulkane** unterschieden sind. Der Hauptteil der Sedimente auf der ozeanischen Platte schert bei der Subduktion ab, verbleibt nahe der Oberfläche und wird im Zuge einer starken Raumverengung im Vorfeld eines Inselbogens intensiv gefaltet. Die Absenkung und Einengung dauert an, bis die schwere ozeanische Platte vollständig subduziert ist und eine Kollision zweier Kontinente eintritt (Abb. 2). Wegen der geringen Dichte widersetzt sich die kontinentale Kruste einer Subduktion in den Mantel, und die Bewegung wird gestoppt. Mit Nachlassen der Bewegungen im oberen Mantel steigen die spezifisch leichten, gefalteten kontinentalen Krustenteile durch isostatischen Ausgleich zu den Höhen eines Hochgebirges auf (vergl. Abb. 3).

2.0 Entwicklung der Alpen

Im Bereich der heutigen Alpen hatte der ursprüngliche Ozean – die **Tethys**, ein weltumspannendes Meer im Bereich des Äquators – mit mittelozeanischen Rücken, **Tiefseebecken** und **Kontinentalrändern** in Nord-Süd-Richtung eine Breite von etwa 1000 Kilometern. Seine Sedimentfüllung ist durch Faltung und Deckenüberschiebungen auf weniger als 100 Kilometer zusammengedrückt worden. Die Lithosphäre des alpinen Ozeans, die eine Mächtigkeit von ca. 100 Kilometer hatte, verschwand fast vollständig im oberen Mantel. Nur die oberste Haut der Kruste scherte ab und türmte sich im heutigen Falten-Decken-Gebirge auf.

Um die Entwicklungsgeschichte der Alpen im Rahmen eines Kurses im Geozentrum Hüttenberg-Kärnten darzustellen, werden wir uns auf Ausschnitte der Alpen als Musterbeispiel konzentrieren. Einerseits bietet sich dazu das Krappfeld an, das im westlichen Vorfeld der Saualpe liegt und eine typische ostalpine Sedimentfolge aufweist, wie sie aus den Nördlichen Kalkalpen bekannt ist. Andererseits werden wir die Karawanken besuchen, die von der **Periadriatischen Naht** (PA) – einer alpinen Störungszone erster Ordnung – durchlaufen werden und mit den Südkarawanken bereits zum **Südalpin** gehören. Aus den Lagerungsverhältnissen und der Position des Krappfeldes und der Karawanken im alpinen Falten-Decken-Gebirge lassen sich wesentliche Schlüsse zur Entwicklungsgeschichte des Orogens ziehen.

2.1. Zur Arbeitsmethodik

Um die erdgeschichtliche Entwicklung eines Raumes zu rekonstruieren, benötigt man Zeugen der Vergangenheit, wie sie in den Gesteinen überliefert werden. **Magmatite**, die aus einer Schmelze erstarrt, und **Metamorphite**, die aus einer Umwandlung unter höheren Druck- und Temperaturbedingungen entstanden sind, liefern Aussagen über das Erdinnere und den Zustand der Kruste in der Zeit ihrer Entstehung. Wir wollen hier zu Gunsten der **Sedimente** (Ablagerungsgesteine) vernachlässigen, weil wir mit diesen die seinerzeitigen Ablagerungsräume und Ablagerungsbedingungen erfassen können. Sedimente haben für alle geologischen Vorgänge, denen sie unterworfen waren, ein gutes Gedächtnis. Aus dem Zustand der Körner und der Mineralzusammensetzung eines Trümmergesteins – z.B. eines Sandsteins – können die Verwitterungsart und das Paläoklima im Liefergebiet abgeleitet

werden. Die Form der Komponenten und die Korngrößenverteilung charakterisieren die Art und Weise des Transportes. Das Sedimentgefüge, z.B. Schrägschichtung, Gradierung, Verwühlung etc., liefern Hinweise auf das Ablagerungsmilieu. Eines der wichtigsten Arbeitsinstrumente des Geologen ist das Polarisationsmikroskop zur Untersuchung von Gesteinsdünnschliffen. Aber auch andere mineralogische und geochemische Methoden wie Röntgen-Diffraktometrie und Infrarotspektrographie liefern wichtige Beiträge. Alle bisher genannten Indizien gehören zu den petrographischen Eigenschaften und beschreiben die sogenannte Lithofazies eines Sedimentes. Weiterhin haben Gehalte an **Fossilien** als Zeugen früheren Lebens einen besonderen Stellenwert. Da viele Organismen an bestimmte Lebensräume und ökologische Faktoren gebunden sind, werden Rückschlüsse auf die sogenannte Biofazies möglich. Darüber hinaus sind Fossilien Zeitmarken der Erdgeschichte, da das Leben einer ständigen Entwicklung unterworfen ist. Jede geologische Zeit ist durch bestimmte typische pflanzliche oder tierische Lebewesen ausgezeichnet. Diese **Leitfossilien** sind kurzlebige Arten, die häufig vorkommen, sich rasch und formenreich entwickeln und überregional verbreitet sind.

Der Grundsatz des Aktualismus liefert Schlüssel zur Entzifferung der versteinerten Urkunden. Diese für alle geologischen Forschungen grundlegende These geht von der steten Gültigkeit der Naturgesetze aus, d.h. dass alle geologischen Vorgänge, die in der Gegenwart beobachtet werden können, sich in ähnlicher Weise in der Vergangenheit ereignet haben. Im rezenten Milieu können die Beziehungen zwischen einem geologischen Vorgang und einem durch ihn geprägten Sediment in der Regel zweifelfrei hergestellt werden.

2.2. Das paläozoische Grundgebirge

An der Basis der alpinen Sedimentfolge steht als Teil der **Gurktaler Decke** die **Magdalensbergserie** im Krappfeld an. Im **Karawanken Nordstamm** werden vergleichbare Serien im Diabaszug des **Eisenkappler Aufbruchs** aufgefunden. Dies sind Zeugen eines älteren Gebirgsbildungssystems, welches als **varistisches Orogen** bezeichnet wird und dessen Sedimentfolgen vom **Ordovizium** bis zum **Devon** abgelagert wurden. Bei den Sedimenten handelt es sich vorwiegend um seidig glänzende, phyllitische **Tonschiefer** und untergeordnet kleinere Kalklinsen. Darin treten mächtige Einschaltungen von basischen **Vulkaniten** auf, insbesondere Diabase und farbige Tuffe, die aus dem oberen Mantel stammen und als Dokumente des ozeanischen Vulkanismus anzusehen sind. Häufig wird der Hochwipfel-Flysch (Unterkarbon) im Grundgebirge der Südkarawanken angetroffen (**Tiefwassersedimente** mit einer Wechselfolge von **Grauwacken** und Tonschiefern). Die gesamte Abfolge wird im **Oberkarbon** (320 Mio. Jahre) durch die varistische Orogenese intensiv verfaltet. Anschließend wurde der orogene Körper als Hochgebirge herausgehoben und am Ende des Paläozoikums weitgehend abgetragen. Die zum Teil starke Durchbewegung während der Orogenese und ein schwacher Metamorphosegrad, der auf Druck- und Temperaturbelastung bei der Absenkung zurückzuführen ist, haben die Gesteine überprägt und häufig viele genetische Merkmale ausgelöscht. Im Eisenkappler Aufbruch wird ferner **Altkristallin** (wahrscheinlich älter als Ordovizium) aufgefunden, das einer starken Metamorphose unterworfen war. Gegen Ende des Paläozoikums intrudiert in diesem Bereich ferner der **Karawankengranit** (vergl. Abb. 15 und 16).

2.3. Die alpine Schichtenfolge

Die Sedimentfolgen des **Ost- und Südalpins** entstammen zwar einem gemeinsamen Sedimentationsraum, hatten aber eine räumlich getrennte Lage. Einerseits weisen die Sedimente prinzipiell große Gemeinsamkeiten auf, aber andererseits sind durchaus auch Abweichungen zu beobachten. Darum soll zunächst die ostalpine Schichtenfolge, die im

Krappfeld und im Nordstamm der Karawanken zu beobachten ist, erläutert werden und anschließend auf die Abweichungen im Südalpin im Südstamm der Karawanken hingewiesen werden.

2.3.1. Ostalpin (Krappfeld und Karawanken Nordstamm)

Im Gegensatz zum Südalpin, in dem die Sedimentation unmittelbar nach der varistischen Faltung wieder einsetzt, besteht zwischen den Sedimentfolgen des Ostalpins und dem varistischen Grundgebirge eine markante Schichtlücke (vergl. Abb. 8)

2..3.1.1. Transgressionsserie (Perm bis unterste Trias)

Die Sedimentation setzte im **Rotliegenden** (unteres Perm) mit terrestrischen Sedimenten ein, die sich aus den Abtragungsprodukten des Grundgebirges zusammensetzen. Entsprechend dem wüstenhaften bis wechselfeuchten Klima handelt es sich um rote Tonschiefer, **Brekzien** und **Fanglomerate** (schlecht sortierte Schichtflutsedimente). Interessant ist die Einschaltung von Tuffhorizonten, die von vulkanischer Aktivität während des unteren Perms zeugen. Darüber folgt der **Permoskyth-Sandstein**, dessen Kristallin- und Gangquarz-Komponenten bekunden, dass die Erosion des varistischen Grundgebirges inzwischen auch den tieferen Kern des Orogens erreicht hat. Besonders auffällig sind im jüngeren Teil Komponenten aus **Bozener Quarzporphyr**, der erst im Perm gefördert wurde. Mit den skythischen Werfener Schichten (unterste Trias) gerät das Gebiet des heutigen Krappfeldes in den Einflussbereich des Tethys-Meeres, das sich zu Beginn des Mesozoikums nach Norden ausweitet. Die feinkörnigen Sand-, **Silt-** und Tonsteine sowie gelegentliche Einschaltungen von Kalksandsteinen, gelben **Rauhacken** und Dolomiten sind durch den Übergang ins flachmarine Milieu gekennzeichnet.

2.3.1.2. Trias

Das Tethys-Meer erwies sich in der Folge als ein einheitliches Sedimentationsbecken, das die Schichtfolge der **Nördlichen Kalkalpen** und der Südalpen ohne erkennbare Trennung umfasste. Bemerkenswert ist, dass die Sedimente vorwiegend aus karbonatischen Flachwasserbildungen bestehen und eine im Vergleich zum nördlichen germanischen Vorland sehr große Mächtigkeit von insgesamt mehr als 10.000 Metern erreichen. Die Kalke und massigen Dolomite der **Trias** wurden auf einem sinkenden **Schelf** abgelagert, wobei Absenkung und Sedimentation in etwa im Gleichgewicht standen. Die Tethys war ein warmes tropisches bis subtropisches Meer, das sich mit seiner warmwasserliebenden Fauna deutlich vom kalten Nordmeer in Mittel- und Nordeuropa unterschied, obwohl es zeitweilig schmale Verbindungswege zwischen beiden gab. Im frühen Mesozoikum, nämlich in der Trias, führten Spaltenbildungen im Meeresboden zu submarinem Vulkanismus als Vorläufer einer Ozeanisierung. Die eigentlich Öffnung des Ozeans im zentralen Tethysbereich erfolgte im jüngeren Mesozoikum in der Jura- und Kreidezeit, in der das Penninische Becken mit einem echten basaltischen Ozeanboden und auflagernden Tiefseesedimenten ausgebildet wurde. Dieses Ereignis lässt sich allerdings nur in den Zentralalpen beobachten. Sedimente des Jura und der Unter-Kreide im Krappfeld fehlen.

Im Krappfeld treten an der Basis des Anis **Evaporite** und brekziöse Grauwacken als Relikte eines tektonischen Bewegungshorizontes auf, der seinerseits von den **Gutensteiner Schichten** (Wechselfolge von dunklen Kalken, Dolomiten und untergeordnet Tonschiefern) überlagert wird. Im Hangenden folgt der über 100 m mächtige, massige anisisch-ladinische **Riffkomplex**, dessen Gefüge durch eine spätere Dolomitisierung weitgehend verloren

gegangen ist. Das Ladin wird zum Hangenden abgeschlossen durch einen markanten Leithorizont. Ein gebankter und verkieselter Dolomit mit schwarzen Hornsteineinlagen und eingeschalteten Tuffitbänken, die vulkanische Aktivität dokumentieren.

Die **Raibler Schichten (Karn)** zeigen eine für das Ostalpin sehr typische Wechselfolge von Tonschiefern, Kalken und Dolomiten, die in Teilen eine Beckensedimentation erkennen lassen. Sie können in sechs Folgen gegliedert werden, sind teilweise sehr fossilreich, stellen jedoch wegen ihrer Tonhorizonte vorzügliche tektonische Gleithorizonte dar, so dass die komplette Abfolge nur sehr selten zu beobachten ist.

Im **Nor** tritt mit dem Hauptdolomit wieder eine Plattformentwicklung auf, in der Algenmatten typisch sind, die allerdings durch eine frühzeitige Dolomitisierung in der Regel bis zur Unkenntlichkeit verändert wurden. Auffallend ist die Einschaltung von zwei dunklen bituminösen Stinkdolomiten in die in der Regel sehr hellen Karbonate. Seine starke Tektonisierung, die in einer unverheilten Klüftung Ausdruck findet, lässt den Hauptdolomit massig erscheinen. Die Mächtigkeit, die in den Nördlichen Kalkalpen 2.000 m betragen kann, erreicht hier im Krappfeld nur 150 m, weil der obere Bereich der Erosion anheim fiel.

Das **Rhät** ist mit den **Kössener Schichten** nur in den Nordkarawanken zu beobachten. Es handelt sich um graue Kalke, die mit Tonschiefern und Mergel wechsellagern und eine maximale Mächtigkeit von 200 m erreichen können. Sie werden überlagert vom **Rhätoliaskalk**, der vorwiegend riffartigen Charakter hat.

2.3.1.3. Jura

Die Sedimentationsräume der Alpen wurden am Ende des **Jura** und in der späten **Unterkreide** stark tektonisch beansprucht, was im Bereich des Krappfeldes zu rudimentärer Faltung, Zerblockung und Schiefstellung führte und hier die Abtragung des oberen Hauptdolomits, und vermutlich auch der rhätischen, jurassischen und unterkretazischen Sedimente zur Folge hatte. Die Karawanken waren von diesen Vorgängen zwar auch betroffen, aber trotzdem sind Jurasedimente in kleineren tektonischen Schollen am Nordrand des Gebirgszuges erhalten geblieben (Abb. 13 und 17). An der Jura-Basis treten rötliche, spätige, echinodermenreiche **Hierlatzkalke** auf. Darüber liegen rote **Adneter Knollenkalke**, die bedingt durch eine allmähliche Eintiefung einer Mangelsedimentation unterliegen. Hangend folgen mit den Radiolarien-**Kieselkalken** Tiefwassersedimente des oberen Jura und schließlich die hornsteinführenden Flaserkalke der **Aptychen-Schichten**, die bis in die Unterkreide reichen.

2.3.1.4. Oberkreide (Gosau-Flysch)

Im Krappfeld transgrediert auf das entstandene Relief das **Oberkreide- Meer** mit einer deutlichen Winkeldiskordanz. Die etwa 2.000 m mächtigen, kalkig-mergeligen Sedimente des **Gosau-Flysches** zeigen zyklische Abfolgen, die jeweils mit grobklastigen Brekzien oder Konglomeraten beginnen, die in feinstückige Kalke übergehen und in einer mergeligen Tonfolge enden. Es handelt sich um Flyschsedimente, die hier in grabenartig abgesenkten Tiefseebecken entstehen. Das Abtragungsmaterial der bisher bereits gefalteten und gehobenen Teile des alpinen Orogens reichern sich submarin am Rand des Flyschtroges an und gleiten durch Überladung von Zeit zu Zeit die submarinen Steilhänge herunter. Dabei mischt sich das Material mit Wasser und wird zu Trübestrom, erreicht den Tiefseeboden, sedimentiert dort die mitgeführten Komponenten und bildet die sogenannten **Turbidite** (vergl. Abb. 5). In den Karawanken fehlen zeitgleiche Sedimente.

2.3.1.5. Alttertiär

Nach einer weiteren Sedimentationsunterbrechung, die Teile der obersten **Kreide** und des untersten **Tertiär** umfasst, wurde im Krappfeld im **Oberpaläozän** bis **Untereozän** eine Schichtfolge abgelagert, die mit groben Sanden beginnt, Tone und Mergel mit eingeschalteten Kohlenflözen folgen und mit fossilreichen **Nummulitenkalken** abschließt. Nach dieser letzten marinen Transgression weicht das Meer endgültig aus dem Raum des Krappfeldes zurück (Abb. 9).

2.3.1.6. Jungtertiär

Die großflächig verbreiteten **Waitschacher Schotter** des Krappfeldes sind murenartige Wildbachschotter, die ihren Ursprung in der durch Bruchtektonik aufsteigenden Saualpe haben und Ausdrucksform einer intensiven Verwitterung und Abtragung sind. Bemerkenswerterweise liegt das Liefergebiet in der Saualpe, die heute durch die **Görtschitztal-Störung** vom Krappfeld getrennt wird.

Im nördlichen Karawankenvorland (**Klagenfurter Becken**) lagert sich im Miozän während der Heraushebung der Karawanken die sogenannte inneralpine **Molasse** ab (Abb. 14). Die Folge beginnt mit den limnischen, kohleführenden Tonen und Sanden der **Rosenbacher Kohlschichten**. Im Hangenden folgt das **Bärental-Konglomerat**, das vorwiegend aus Kalkkonglomeraten und groben Sandsteinen besteht und immerhin eine Mächtigkeit von 400 m erreicht. Im östlichen Vorland der Karawanken sind große Gleitschollen aus dem Ladin in diese Serie eingeglitten und schwimmen wurzellos in der Molasse. Sie sind Zeugen des raschen Aufstieges der Karawanken während der Sedimentation dieser Serie. Die Hebung der Karawanken dauert weiter an, wie sich im Bärental in den westlichen Karawanken eindrucksvoll nachweisen lässt, wo diese Konglomerate in der Typlokalität in steiler, überkippter Lagerung an der Nordrandüberschiebung aufgefunden werden. Die Molassefolge endet mit dem flachlagernden **Sattnitz-Konglomerat**, das nochmals 400 m erreicht.

2.3.1.7. Quartär

Das im Tertiär noch relativ warme Klima beginnt sich deutlich abzukühlen. Die jüngsten Sedimente des Quartärs werden überwiegend durch die ausgedehnte Vergletscherung der Alpen während der letzten Eiszeit bestimmt. Das Vorland der Karawanken und der Südteil des Krappfeldes waren eisbedeckt und lagen im Einflussbereich des **Draugletschers**, wie durch **Grund-, Seiten- und Endmoränen**, Zungenbecken und Schmelzwasserabsätzen nachzuweisen ist. Der vorgelagerte Periglazialbereich ist durch **Terrassenbildungen** und **Verebnungsflächen** gekennzeichnet.

2.3.2. Südalpin

(Karawanken Südstamm)

Das Südalpin zeigt insgesamt eine große Verwandtschaft mit den Sedimentfolgen des Ostalpins, aber auch markante Unterschiede auf, wie aus der stratigraphischen Tabelle (Abb. 17) für den Karawanken Nord- und Südstamm zu ersehen ist.

Völlig andersartig sind die Basisschichten der alpinen Schichtfolge entwickelt. Während im Ostalpin nach Auffaltung des varistischen Gebirges eine kräftige Schichtlücke vorhanden ist, setzt mit der varistischen Molasse (**Auernig-Schichten**) die marine Sedimentation bereits im Oberkarbon ein und dauert ohne wesentliche Unterbrechung an. Insbesondere die terrestrischen Teile der ostalpinen Transgressionsserie fehlen im Südalpin. Erst mit dem Einsetzen der **Werfener Schichten** im **Skyth** nimmt die Ähnlichkeit der Sedimentausbildung

wieder zu. Auffällig ist ein reger submariner Vulkanismus im Anis und Ladin im Südalpin, der durch Einlagerung von Lavaergüssen und vulkanischen Lockerprodukten (z.B. **Buchensteiner Schichten**) nachgewiesen ist. Der ostalpine **Wettersteinkalk** wird durch den **Schlerndolomit** ersetzt. Statt der karnischen **Raibler Schichten** treten im Südalpin Hornsteinkalke und Dolomite (**Cassianer Dolomit**) auf. **Nor** und **Rhät** sind in **Dachstein- oder Plattenkalkfazies** entwickelt. Sedimente des Jura und der Kreide fehlen in den Südkarawanken.

2.4. Struktureller Werdegang des Gebirges

Der komplexe Bau der Alpen ist nur zu verstehen, wenn man den Versuch macht, die heutige Struktur in eine zeitliche Abfolge von einzelnen Bewegungen aufzulösen. Es ist somit notwendig, die Falten auszuglätten und die Deckenstapel abzuwickeln und in ihre Ausgangslage zurückzubringen. Damit bekommt man Anhaltspunkte über die ursprüngliche Anordnung der Ablagerungsräume. Diese Analyse setzen wir voraus und beschreiben nachfolgend die Bewegungsabläufe in ihrer vermutlichen Reihenfolge.

Eine wichtige Erkenntnis aus dem Studium der Schichtfolge ist, dass die Alpen aus zwei unterschiedlich alten und ineinandergeschobenen Gebirgssystemen bestehen. Wie bereits erwähnt, handelt es sich einerseits um das varistische Gebirge, dessen Entstehung an das Jungpaläozoikum gebunden ist, und andererseits das alpine Gebirge, das im Wesentlichen während der Kreide und des Tertiärs aufgefaltet wurde und auf das wir uns hier konzentrieren wollen.

Im ausgehenden Paläozoikum und Mesozoikum wurden im Tethys-Meer, das zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte gelegen war, auf dem gefalteten und weitgehend abgetragenen varistischen Grundgebirge kontinuierlich Sedimentfolgen von beträchtlicher Mächtigkeit abgelagert. Diese ruhige Phase der Sedimentation dauerte – von geringen Bodenunruhen abgesehen – bis zum Ende der Trias an. Besonders betont werden sollte, dass die heutigen Ostalpen, zu denen die nördlichen Kalkalpen und der Krappfeldbereich gehören, und die Südalpen in einem durchgehenden Sedimentationsbecken südlich der heutigen Zentralalpen auf dem Schelfsockel des afrikanischen Kontinents abgelagert wurden.

Im **Oberjura** (150 Mill. Jahre) entsteht im Norden mit einer Spreizungszone der **Penninische Ozean** und zwar etwa gleichzeitig mit der Öffnung des Atlantiks zwischen Afrika und Südamerika. Im Laufe der Kreide löste sich die Ost- und Südalpeneinheit von ihrer Unterlage und begann nach Norden vorzustoßen. Dies führte zu einer Überschiebung des Penninischen Troges, der seinerseits auf einer nach Süden geneigten Bahn subduziert wurde. Der ozeanische Boden – einschließlich möglicherweise ehemals vorhandener Inselbögen – wurde vom Oberen Mantel aufgenommen. Nur einige Späne der ozeanischen Kruste sind in begrenzten **Ophiolithvorkommen** erhalten geblieben. Die aufliegenden penninischen, ozeanischen Sedimente wurden abgeschert, zu Falten gestaucht, in die Tiefe gedrückt und unter den erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen einer Metamorphose unterzogen. Sie bilden heute wesentliche Teile der Zentralalpen. Mehr oder minder gleichzeitig senkte sich nördlich des Penninikums ein grabenartiger Flyschtrogl ein, der mit dem Abtragungsmaterial der in Teilen schon aufragenden Alpen gefüllt wurde (vergl. Abb. 5). Auch der im Krappfeld beobachtete Gosau-Flysch gehört in diese Phase, nur ist dieser Trogl im Inneren des alpinen Orogens eingesunken. Hier bildete sich nur eine embryonale Subduktionszone aus, die im Gegensatz zur nördlichen Flyschzone nicht zur vollen Entfaltung kam. Allgemein gilt, dass die Verknüpfung von tektonischer Bewegung und mariner Sedimentation, wie sie für den Flysch typisch ist, in allen Gebirgen der Erde in Phasen starker orogener Aktivität beobachtet werden kann.

In der Oberkreide und im **Tertiär** tritt die Periadriatische Naht (PA), die heute das Ostalpin vom Südalpin trennt, in Erscheinung. Im tertiär verlagert sich der Subduktionsbereich weiter

nach Norden und erfasst den Flyschtrog. Im Zuge dieser Bewegung verlässt das Ostalpin endgültig seinen Ablagerungsraum, wandert über die penninischen Zentralalpen nach Norden, überfährt teilweise noch die Flyschsedimente und liegt nunmehr wurzellos in der Position der Nördlichen Kalkalpen im Norden des Alpenhauptkammes. Das Südalpin wird zwar eingeengt, verbleibt aber in relativer Nähe zu seinem ursprünglichen Ablagerungsort.

In der letzten Phase der Gebirgsbildung werden im Süden und Norden die jungtertiären Molassesedimente, die aus dem Schutt der aufsteigenden Alpen gebildet werden, teilweise noch gefaltet. In Kärnten können die miozänen Konglomerate des Klagenfurter Beckens als eine inneralpine Molasse angesehen werden. Die eigentliche Heraushebung und Ausbildung der Alpen als Hochgebirge im Zuge von isostatischen Ausgleichsbewegungen setzte im Tertiär ein und hält in Teilbereichen noch heute an. Die Bewegung im Sinne der Plattentektonik ist weitgehend zur Ruhe gekommen, weil alle im alpinen Ablagerungsraum jemals vorhandenen ozeanischen Böden, die durch Spreizung und Aufstieg von Schmelzen aus dem oberen Mantel entstanden sind, inzwischen subduziert wurden. Nunmehr kollidieren im Alpenraum zwei kontinentale Platten, nämlich die afrikanische und die eurasische, die wegen ihres geringen und gleichen spezifischen Gewichtes keine Subduktion mehr zulassen (vergl. Abb. 3 bis 7).

2.4.1. Zum Transportmechanismus der alpinen Decken

Am Alpennordrand werden heute, durch Bohrungen nachgewiesen, bis zu 4 alpine Einheiten übereinandergestapelt aufgefunden, deren Bildungsräume südlich ihrer derzeitigen Position liegen. Jeweils die oberste Einheit hat den weitesten und die unterste den kürzesten Weg zurückgelegt. Hier wird nun häufig die Frage gestellt, warum selbst bei extremen Transportweiten der feinstratigraphische Schichtverband weitgehend erhalten bleibt, obwohl eine so starke mechanische Belastung eigentlich zur weitgehenden Zerstörung führen sollte. Wenn man es genau nimmt, haben jedoch die Decken kaum größere Transportwege hinter sich, sondern bewegt wurde hauptsächlich ihr Untergrund. Im Alpenorogen traten nacheinander mindestens 2 Subduktionen auf, bei denen schwere Ozeanböden auf relativ flach nach Süden einfallende Flächen unter die Sedimentationsräume der heutigen Decken gezogen wurden. Die leichten aufliegenden Sedimentfolgen scherten von ihrem Untergrund ab, wurden gestaucht, zu Decken gestapelt und gefaltet, verblieben aber mehr oder minder in ihrer bisherigen Position. Sie liegen nunmehr auf der subduzierten Einheit und erscheinen relativ nach Norden bewegt. Die Belastung des Schichtverbandes der Decken ist unter diesen Voraussetzungen nicht extrem. Die ehemalige Unterlage der abgescherten Einheiten wurde dagegen von der abtauchenden Platte Richtung Süden mitgeschleppt und häufig mit ihr vom Mantel assimiliert.

2.4.2. Die Periadriatische Naht

Die bedeutendste Störungszone der Alpen ist die bereits erwähnte Periadriatische Naht (PA), die von der Poebene bei Ivrea im Westen bis zu den Karawanken im Osten verfolgt werden kann. Sie erreicht eine Gesamtlänge von 700 km und trennt die Südalpen von den Ostalpen (bzw. Westalpen im westlichen Bereich). In der Regel ist sie durch tiefe Längstäler morphologisch deutlich betont. Die Karawanken aber werden von ihr in West-Ost-Richtung durchschnitten und somit in einen geologisch ostalpinen Nord- und einen südalpinen Südoststamm unterteilt (Abb.12). Im Gegensatz zu den Talbereichen, wo die Störung von jungen Schottern abgedeckt wird, ist sie in den Karawanken an einigen Stellen besonders gut aufgeschlossen. Die PA erweist sich hier als eine mehrere hundert Meter breite Bewegungszone, in der viele Parallelstörungen auftreten und in der die betroffenen Sedimente durch die Bewegung tektonisiert, d.h. pulverisiert wurden. Trotz der zweifellos großen

Intensität des Störungssystems ist der Bewegungsmechanismus bis heute noch umstritten, obwohl sich viele Wissenschaftler damit beschäftigt haben. Der vertikale Versatz scheint zumindest im Bereich der Karawanken relativ unbedeutend zu sein. Einige Autoren unterstellen eine Horizontalverschiebung von mehreren hundert Kilometern, eine Aussage, die wegen der relativ großen lithologischen Ähnlichkeiten der Sedimente beiderseits der Naht nicht unbedingt wahrscheinlich ist. Unbestritten dagegen aber ist der Kontrast im tektonischen Baustil von Ost- und Südalpin, die durch die Naht getrennt werden. Der Norden mit dem Ostalpin zeigt einen großräumigen alpidischen **Falten- und Deckenbau**. Im Südalpin treten nur untergeordnet Falten auf. Dominant ist eine **Schuppentektonik**, in die auch der varistische Untergrund vielfach mit einbezogen ist. Große Überschiebungsweiten sind unbekannt.

Die PA ist offensichtlich ein altes Lineament, eine Schwächezone der Erde, die schon seit dem Paläozoikum mehrfach in Funktion getreten ist. Darauf deutet jedenfalls das wiederholte Aufdringen von vorwiegend granitischen, im alpinen Raum sehr selten Schmelzen, wie dies im Karbon, Perm und vor allem im Tertiär zu beobachten war. Dies rechtfertigt die Vorstellung über ein altes Spaltensystem, das in der tieferen Kruste steckt und sich immer wieder durch den Oberbau paust.

3.0 Geologische Exkursionen

Zum Studium der Geologie der Alpen sind im Rahmen des Kurses ausgedehnte Geländebegehungen im Krappfeld und in den Karawanken vorgesehen. Es werden geeignete Aufschlüsse aufgesucht, in der einerseits der lithologische Aufbau der Gesteine und die Lagerungsverhältnisse beobachtet oder abgeleitet werden können. Aus diesen Dokumenten der Erdgeschichte wurde der Werdegang des Alpenorogens rekonstruiert.

3.1. Krappfeld

Die Abb.11 enthält eine Übersicht über die spezielle erdgeschichtliche Entwicklung des Krappfeldes. Außerdem sind die wesentlichen tektonischen Stadien in Profilen der Abb. 10 dargestellt. Die hier aufgetretenen Bewegungsphasen entsprechen dem großräumig beobachteten strukturellen Werdegang des Alpenorogens. Bemerkenswert ist, dass die den tektonischen Phasen folgende Abtragung im Krappfeld u.a. durch markante rote **Verwitterungshorizonte** nachgewiesen werden kann.

Die Krappfeldfolge gehört zur höchsten tektonischen Einheit des Alpenorogens, nämlich zum **Oberostalpin**, das aus den südlich gelegenen Ablagerungsräumen bis zum Nordrand der Alpen transportiert wurde. Durch den sehr späten Aufstieg der Zentralalpen setzte in diesem Bereich starke Abtragung ein und führte zur Trennung der südlichen Teile des Oberostalpins von den nördlichen, den Nördlichen Kalkalpen. Ihre Erhaltung verdanken die Krappfeld-Sedimente dem jungtertiären Grabeneinbruch, der die oberostalpine Folge in eine tiefere Position brachte und so vor Abtragung schützte. Die **Krappfeld (Ebersteiner)-Trias** zeigt große Ähnlichkeiten mit den Sedimentfolgen der **Nordkarawanken** und des **Drauzuges**, die ebenfalls als sogenannte „zurückgebliebene oberostalpine Reste“ angesehen werden (vergl. Abb. 3, 4, 6 und 7).

Das Oberostalpin ist seinerseits aus einer Reihe von Decken aufgebaut, die übereinander gestapelt liegen. Die mesozoische Krappfeldfolge gehört mit seiner natürlichen Unterlage – der **Magdalensbergserie** – der **Gurktaler Decke** an, von der anzunehmen ist, dass sie beim alpidischen Deckentransport über das (**mittelostalpine**) **Saualpen-Kristallin** geschoben wurde.

Aufschlüsse im Gelände des Krappfeldes

- Stopp 1: Eberstein, östlich:** Görtschitztal-Störung, Phyllite der Magdalensbergserie, Transgressionsserie (Rotliegendes)
- Stopp 2: St. Walburgen, Görtschitztal, NW Winkler:** Magdalensbergserie, Transgressionsserie (Rotliegendes, Permoskyth, Werfener Schichten), Anis (Gutensteiner Schichten), Anis-ladinischer Riffkomplex
- Stopp 3: Krainberg, westlich, Gurktal:** Diabase/Diabastuffe der Magdalensbergserie
- Stopp 4: Gösseling, Profil:** Transgressionsserie, Anis (insbesondere Hornstein führende Bankdolomite mit Tuffiten)
- Stopp 5: Pölling:** Pölling Dolomit/Kalk (Karn)
- Stopp 6: Wietersdorfer Steinbrüche:** Gosauflysch mit submarinen Gleitungen, Turbiditen und Kalkareniten (Oberkreide)
- Stopp 7: Dobranberg-Fuchsofen:** Rote Verwitterungshorizonte auf oberem Gosauflysch, alttertiäre Transgressionsfolge (Sande, Tone, Braunkohle-Einlagerungen, Nummuliten-Kalke), posteozeäne Rotlehme und Verkarstungen, Waitschacher Schotter
- Stopp 8: Gutschenkogel, Nordhang:** Hauptdolomit, Nordrand des Gosau-Beckeneinbruches, Basisfolge des Gosau-Flysches, Kalkarenite des Gosau-Flysches
- Stopp 9: Unterpasing, Gasselhof:** Gurktalschotter, glazifluviatile Sedimente
- Stopp 10: Längsee:** Würmeiszeitliches Zungenbecken, Stauchendmoränen
- Stopp 11: Ma. Wolschart:** Endmoränengürtel des Würm
- Stopp 12: Guttaring:** alttertiäre Abfolge in Sonderausbildung

3.1. Karawanken

Geologisch lassen sich in den Karawanken von Norden nach Süden folgende Einheiten unterscheiden:

Karawankenvorland, Nordkarawanken, Eisenkappler Aufbruch, Südkarawanken, Seeberg Aufbruch und Steiner Alpen.

Die Nordkarawanken und der überwiegende Teil des Eisenkappler Aufbruchs gehören nach Ausbildung ihrer Sedimente und tektonisch zum Ostalpin und stellen den Karawanken-Nordstamm dar, der durch die Periadriatische Naht (PA) vom südalpinen Karawanken-Südstamm (Südkarawanken, Seeberg Aufbruch, Steiner Alpen) zu trennen ist. Die Steiner Alpen sind zwar nomenklatorisch von den Karawanken getrennt, bilden aber geologisch mit ihnen eine Einheit. Als Aufbruch sind hier tektonisch begrenzte Schollen des paläozoischen Grundgebirges zu verstehen, die durch Hebung heute fensterartig in den alpinen Serien an der Oberfläche anstehen.

Die Exkursion verläuft vorzugsweise im näheren und weiteren Umfeld der PA, um Studien einerseits im ostalpinen Nordstamm und andererseits im südalpinen Südstamm der Karawanken machen zu können. Zur Orientierung über Schichtfolgen und Lagerung finden sich die Abb. 12 bis 18 im Anhang.

Aufschlüsse zwischen Vellachtal, Schaidasattel, Loibl- und Bärental

- Stopp 1: Miklauthof, nördlich, Vellachtal:** Übersicht im Karawankenvorland, Konglomerate der inneralpinen Molasse mit Wettersteinkalkschollen, Sicht auf die Karawanken-Nordrandstörung
- Stopp 2: Bad Eisenkappel, nördlich, Vellachtal:** Karawanken Nordstamm, Wettersteinkalk und Raibler Schichten
- Stopp 3: Vellachtal – Seeberg Aufbruch:** Karawanken Südstamm, Auernig-Schichten

(varistische Molasse/Oberkarbon), Hochwipfel-Schichten (varistischer Flysch/Unterkarbon)

- Stopp 4: Ebriachklamm:** Karawanken Nordstamm (Grundgebirge), Eisenkappler Aufbruch, Diabaszug mit Pillowlaven (?Ordoviz)
- Stopp 5: Trögerner Klamm:** Karawanken Südstamm, Hochwipfel-Schichten (varistischer Flysch), Grödener Sandstein/Perm, Schlerndolomit
- Stopp 6: Ebriachtal, oberes:** Karawanken Nordstamm, Karawanken-Granit (Wende Perm/Trias)
- Stopp 7: Schaidasattel:** Karawanken Nordstamm, Anis-Kalk, Transgressionsserie (Permoskyth-Sandstein), Sicht auf die Koschuta-Wände (Dachstein-Kalk/Nor-Rhät), Verlauf der PA
- Stopp 8: Waidisch, Bach:** Karawanken Nordstamm, Anis-Kalke (Alpiner Muschelkalk), Transgressionsserie (Alpiner Buntsandstein im Übergang zur marinen Fazies)
- Stopp 9: Tschepaschlucht, westlich, Loibltal:** Karawanken Nordstamm, Wettersteinkalk/Ladin, Sattelstruktur des Ferlacher Horns
- Stopp 10: GH Deutscher Peter, Loibltal:** Hauptdolomit, PA (im direkten Aufschluss)
- Stopp 11: Bärental, S' Feistritz/Ros.:** Karawanken Nordstamm, Karawanken-Nordrandüberschiebung in Richtung Klagenfurter Becken mit steil überkipptem Bärentalkonglomerat

Literatur

BAUER, F.K. et al. (1983) Erläuterungen zur geologischen Karte der Karawanken 1: 25.000, Ostteil. – Geol. Bundesanst., S, Wien

BAUER, F.K. & H.P. SCHÖNLAUB (1980) Drauzug und Südalpen. – In: Der Geologische Aufbau Österreichs. – Geol. Bundesanst., 405-450, Wien

BÖGEL, H. & K. SCHMIDT (1976) Kleine Geologie der Ostalpen. – Ott, 231 S, Thun

HINTE, J.E.v. (1963) Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., Sdbd. 8: 1-147, Wien

HUSEN, D.v. (1976) Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit an der Glan. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 23: 55-68, Wien

GWINNER, M.P. (1971) Geologie der Alpen. – Schweizerbart, 477 S, Stuttgart

KALLENBACH, H. (1988) Berge wachsen aus dem Meer. – Wissenschaftsmagazin TU, 11: 42-46, Berlin

KRAINER, K. (1995) Der geologische Aufbau Kärntens. – In: Grubenhunt & Ofensau. Vom Reichtum der Erde. – Kärntner Landesausstellungsbüro, Beitragsband zur Kärntner Landesausstellung 1995: 25-39, Klagenfurt

LICHTENBERGER, E. (1959) Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., 101: 37-62, Wien

OBERHAUSER, R. (1980) Der geologische Aufbau Österreichs. – Springer, 700 S, Wien

POLINSKI, R. (1988) Ein Modell der Tektonik der Karawanken, Südkärnten, Österreich. – Diss. Uni, 143 S, Karlsruhe

RIEHL-HERWIRSCH, G. (1970) Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19: 195-2124, Wien

RIEHL-HERWIRSCH, G. & W. WASCHER (1972) Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20: 127-138, Wien

SCHAFHAUSER, M. (1997) Stratigraphie und Fazies in der Mitteltrias der Südkarawanken (Kärnten/Österreich). – Diss. Tech. Univ, 161 S, Berlin (Begutachtung 1996)

THIEDIG, F. (1970) Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ., 39: 97-116, Hamburg

THIEDIG, F. (1975a) Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ, 44: 495-516, Hamburg

THIEDIG, F. (1975b) Die Entwicklung des postvariscischen Deckgebirges in der Umgebung der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1: 175-186, Clausthal-Zellerfeld

TOLLMANN, A. (1963) Ostalpen-Synthese. – Deutike, 256 S, Wien

WOLTER, L. et al. (1982) Geologie und Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ.: 53: 207-248, Hamburg

Verfasser: Univ.Prof.a.D. Dr. Heinrich Kallenbach

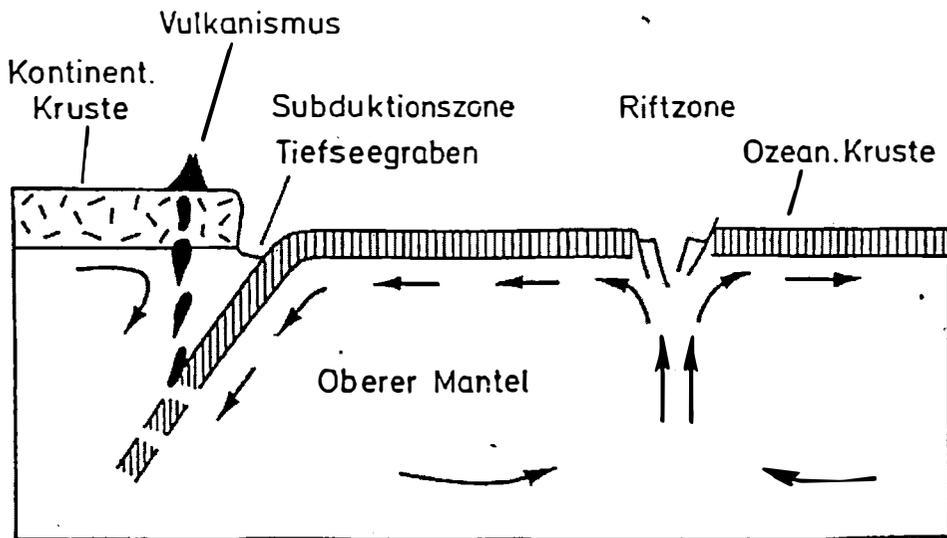


Abb. 1

Sea-floor-spreading, schematische Darstellung. In der Riftzone steigt Magma aus dem oberen Mantel auf und bildet neue ozeanische Kruste. Bei der Plattenkollision am Kontinentalrand wird die schwerere ozeanische Platte unter die leichtere kontinentale subduziert und im oberen Mantel aufgeschmolzen.

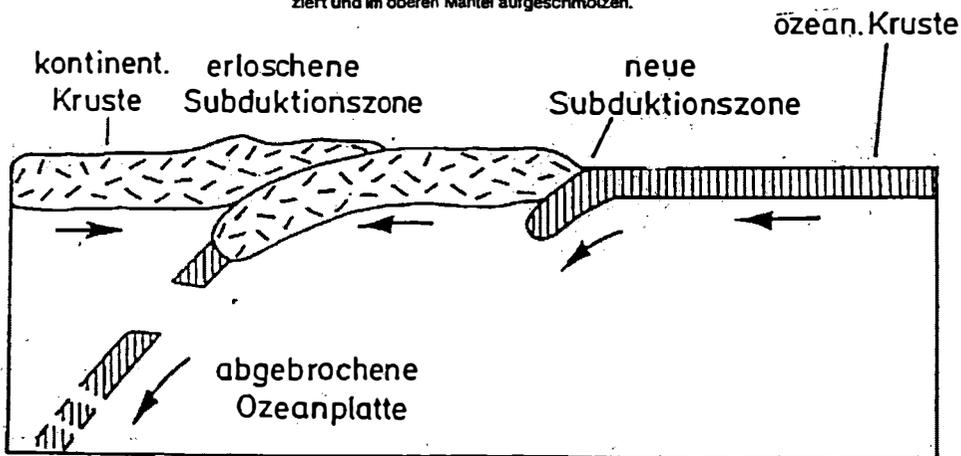


Abb. 2

Schema der Kollision von zwei kontinentalen Platten. Wegen des geringen spezifischen Gewichtes werden sie nicht subduziert. Fortschreitende Kompression führt zur Bildung eines Faltengebirges.

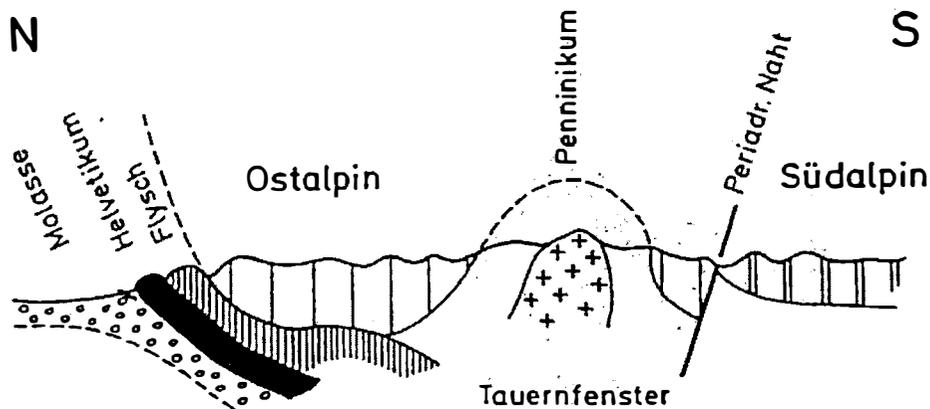
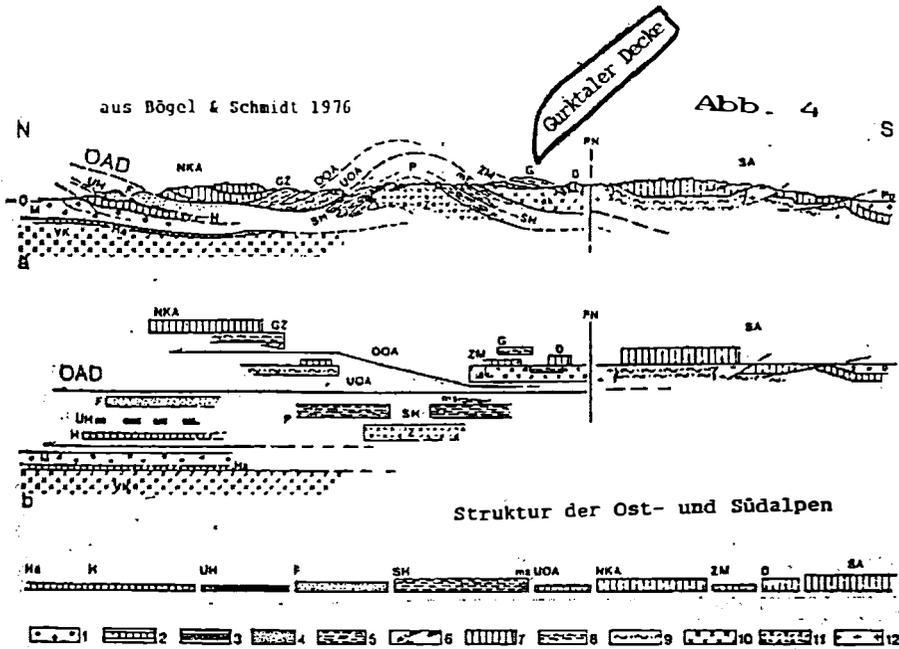


Abb. 3

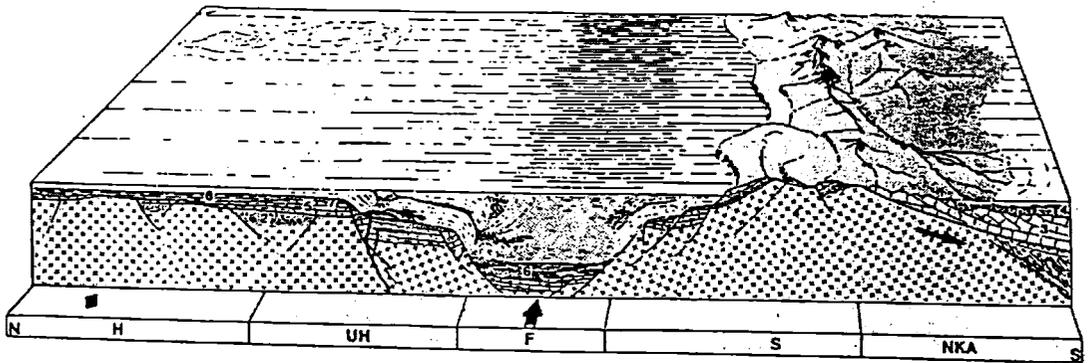
Schematisches Nordsüdprofil durch den heutigen Gebirgskörper der Alpen. Die Überschiebungsbahnen der übereinander gestapelten tektonischen Einheiten sind im Bereich des zentralalpinen Tauernfensters durch nachträgliche Hebungen deformiert.



a Sammelprofil, nicht maßstäblich, durch die Ost- und Südalpen. b Dasselbe, als Diagramm, Ostalpin zweigeteilt. c Abweichung der Sedimentanteile des Profils; Zeit: etwa Unterkreide. d Dasselbe wie b, Ostalpin jedoch nach TOLLMANN dreigeteilt. e Abweichung dazu. Einzelheiten siehe Text.

M Molasse-Zone, VK Kristallin des Vorlandes, Ha autochthones Helvetikum, H allochthones Helvetikum, UH Ultrahelvetikum, Klippen, F Flysch-Zone, OAD Ostalpine Decke, OOA Oberostalpin, NKA Nördliche Kalkalpen, GZ Nördliche Grauwacken-Zone, ZM Zentralalpines Mesozoikum, ak Ostalpinisches Aldristalin, G Gurktaler Decke, D Drauzug, L'OA Unterostalpin, MOA Mittelostalpin, F Penninikum, SH Obere Schieferhülle-Decke, ma Maurier Schuppen-Zone, Z Zentralgneis, FN Periadriatische Naht, SA Südalpin, Pa Poebene.

1 Molasse (Tertiär), 2 Helvetikum (Jura bis Eozän), 3 Ultrahelvetikum/Klippen (Jura bis Eozän), Flysch (Unterkreide bis Eozän), 5 Bündner Schiefer (Mesozoikum), 6 Gesteine der Unteren Schieferhülle, 7 Ost- und Südalpine Sedimente (Oberkarbon bis Miozän), 8 Altpaläozoikum, 9 Quarzphyllite (höher metamorphes Altpaläozoikum), 10 variszisch metamorphes Kristallin, 11 dasselbe, stark von aloidischer Metamorphose überprägt, 12 permische Granite der Südalpen.



Die Ablagerungsräume am Nordrand der Ostalpen im Blockbild. Zeit: Höhere Oberkreide (Maastricht). Nicht maßstäblich. In Anlehnung an FRISCH, HERM, HESSE, PREY, TOLLMANN u.a.

Abb. 5

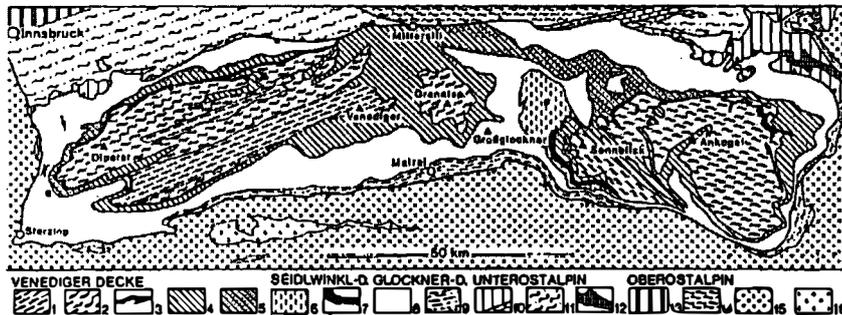
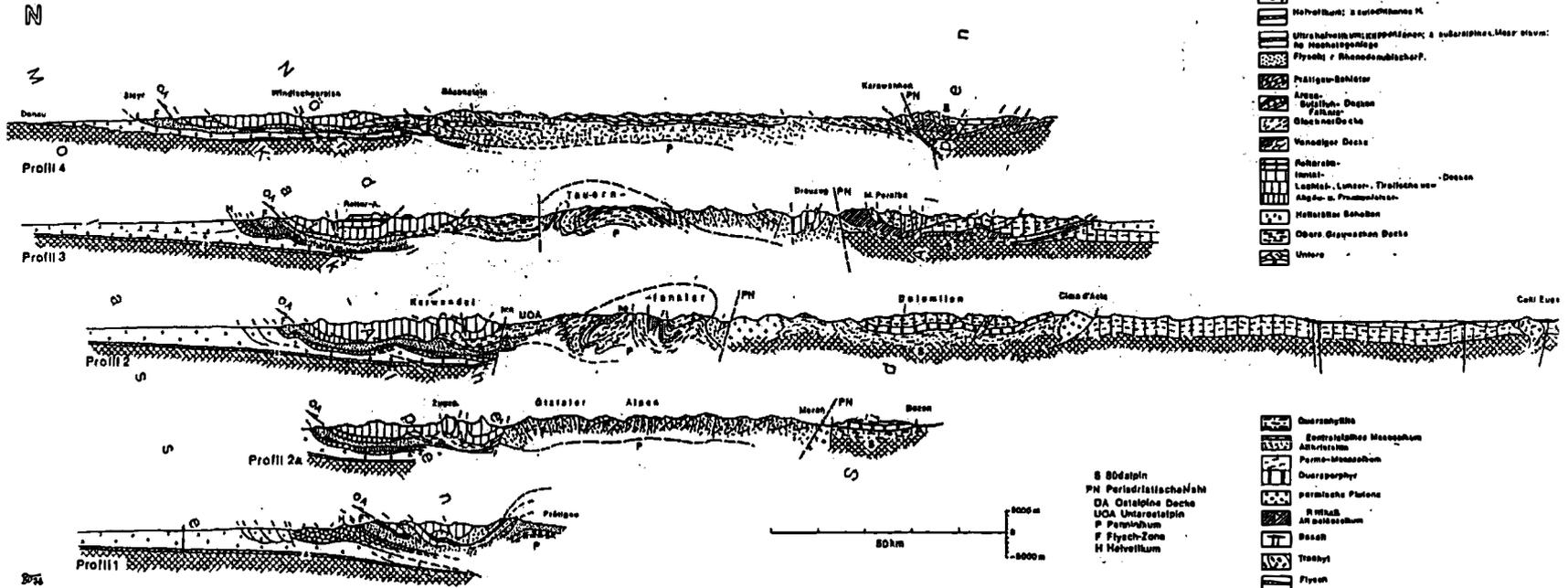
1 Kristallines Grundgebirge, 2 Perm und Trias in festländischer Fazies, 3 Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen, 4 Kalkalpine Gosau, 5 Jura der Klippen-Zonen und des Helvetikums, 6 Flysch-Kreide, 7 Buntermergel-Serie, 8 Helvetische Kreide.

H Helvetikum, UH Ultrahelvetikum/Klippen-Zone, F Flysch-Zone, S Schwäbischer Bereich, NKA Nördliche Kalkalpen.

Auf das flache helvetische Schelfmeer im Norden folgt der etwas tiefere Bereich des Ultrahelvetikums mit Buntermergel und, an steileren Abbrüchen, Wildflysch-Sedimentation. Vulkanite (schwarz) kommen hier gelegentlich vor. Zuletzt folgt der Abbruch zum flachen Tiefsee-Boden (leicht gerastert) des Flysch-Troges. Der Pfeil deutet die streifenartige Hauptversenks-Richtung an. - Die Schwelle, die den Flysch-Trog vom Innkalpinen Gosaumeer trennt, war sicherlich breiter, möglicherweise aber stellenweise auch unterbrochen. Ob die Kalkalpen bereits soweit nach Norden gewandert waren (an der Basis der Deckentablin sind die nördlichsten Ausläufer der Zentralalpen-Massive mit aufstrebendem Hochsteigenhalt angedeutet; das Unterostalpin ist allerdings vorzuschätzen), ist unklar. Der Pfeil zeigt den relativen Bewegungsrichtung an; Das Vorland wird unter dem ostalpinen Deckenkörper hinuntergeschleppt. Es ist deutlich, daß die gebirgsbildenden Bewegungen gleichzeitig mit Sedimentbildung ablaufen.

Der Einbruch des grabenartigen (inmeralpinen) Gosaubeckens im Bereich des Krappfeldes ist zwar kleiner in der Dimension, aber genetisch und fazial durchaus vergleichbar.

Tektonische Profile durch die Ost- und Südalpen



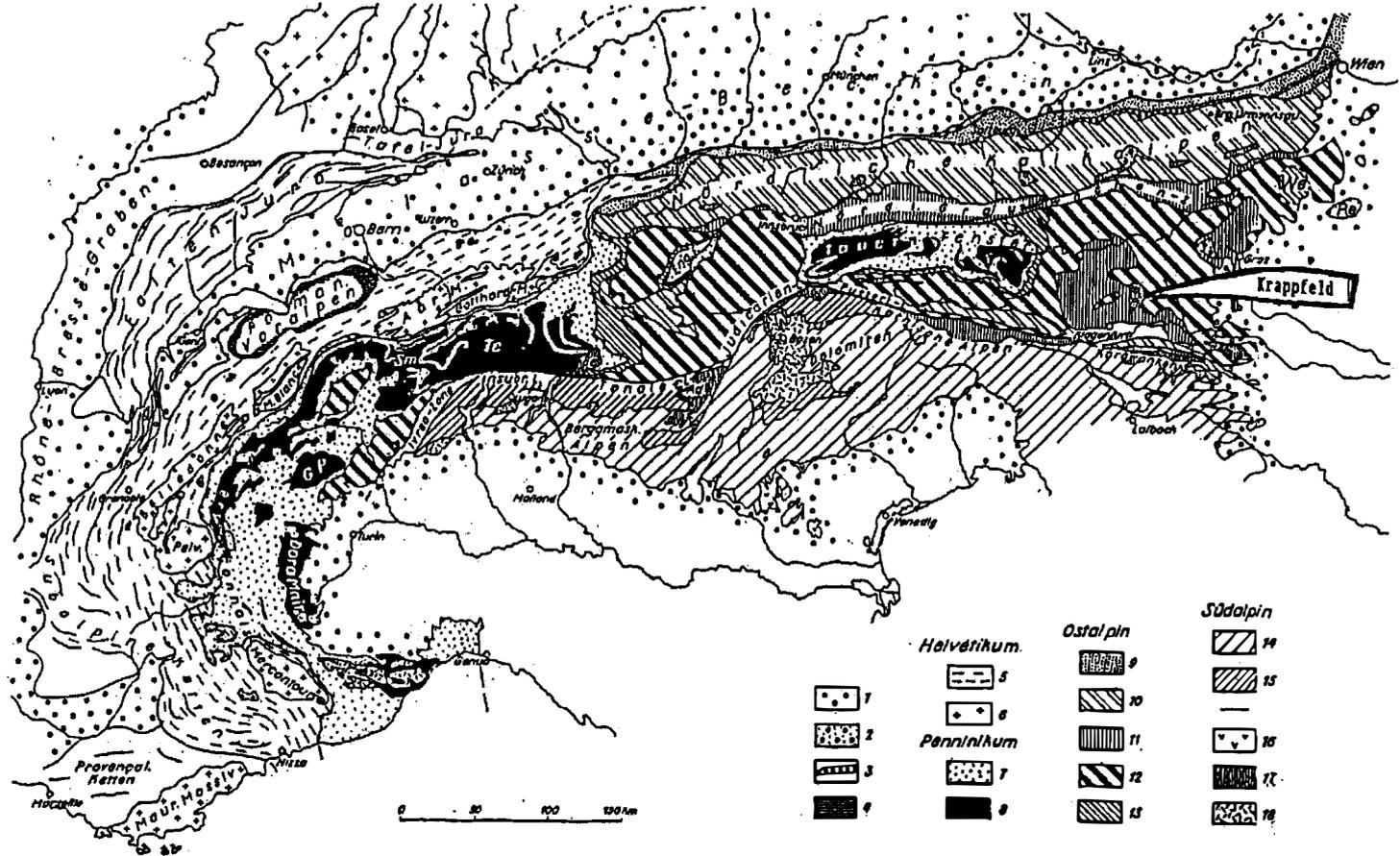
Tektonische Skizze des Tauernfensters

1 Metakonglomerat, 2 Augenflasergneis, 3 autochthone Hochalpenkalk, 4 Altpaläozoikum (Habacherie) und altes Kristallin, mesozoische Anteile der Venediger Decke, 5 Seidwinkl-Trias und Bündner Schiefer in Brennkonglomerat, 6 Gneislamelle der Rotwand, 7 Bündner Schiefer und Permo-Trias der Glockner Decke (= Obere Schieferhülle-Decken), 8 Matriere Schuppen-Zone (Unterostalpin s. T.), 9 Permo-Mesozoikum und Klammkalk, 10 Innsbrucker und Katschbühler Quarzphyllit, 11 Unterostalpin Kristallin, 12 Permo-Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen, 13 Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwacken-Zone, 14 Altkristallin (Zentralalpines Mesozoikum nicht ausgeschlossen), 15 Rensson-Granit und Rieserferner Tonalit (Tertiär). - Der Pfeil zeigt die Lage des Profils Abb. 21; vgl. auch die Abb. 17, 19 und 20, ferner Falttafel II.

1 und 2 bilden die Hauptmasse der «Zentralgneise», 4 und 5 die teilweise allochthone Schuppen der «Unteren Schieferhülle». Die Stellung der Seidwinkl-Decke ist unklar (Abb. 20). Die Matriere Schuppen-Zone wird teilweise auch ganz zum Unterostalpin Rahmen des Tauernfensters gestellt.

aus Bögel & Schmidt 1976

Abb. 6



Tektonische Übersichtskarte der Alpen. - 1 Tertiär in Molasse- und Pannoni. Becken, Rhône- und Oberrhein aben, 2 Gosaubecken (Oberkreide - Alttertiär), 3 Klippenzone (Jura-Eozän), 4 Voralpen-Decken. - Helvetikum: 5 Deckgebirge, haupts. Mesozoikum und Alttertiär, 6 Grundgebirge (Kristallin). - Penninikum: 7 haupts. Mesozoikum und Alttertiär, 8 Paläozoikum (z. T. Kristallin). - Ostalpin: 9 Flysch, 10 Oberostalpin Deckgebirge, haupts. Mesozoikum, 11 nicht oder schwach metamorphes Paläozoikum der Ost- und Südalpen, 12 »Altkristallin« ungegliedert, 13 unterostalpin Grund- und Deckgebirge. - Südalpin: 14 Deckgebirge, haupts. Mesozoikum, 15 Grundgebirge (Kristallin). - 16 Tertiäre Vulkanite, 17 alpidische Plutonite und variszische E'Judicarienlinie und in Karawanken, 18 permische Vulkanite. - Ad Adamello, Be Bergell, Eng. F. Engadiner Fenster, GP Gran Paradiso, Pelv. Pelvoux, Re Rechnitzer Fenster, Sm Simplon, Te Tessin, We Wechsel. - Korrektur: 9 nicht ostalpin, sondern penninischer Flysch.

aus Schöenberg & Neugebauer 1987

Abb. 7

Tektonische Übersichtskarte der Alpen

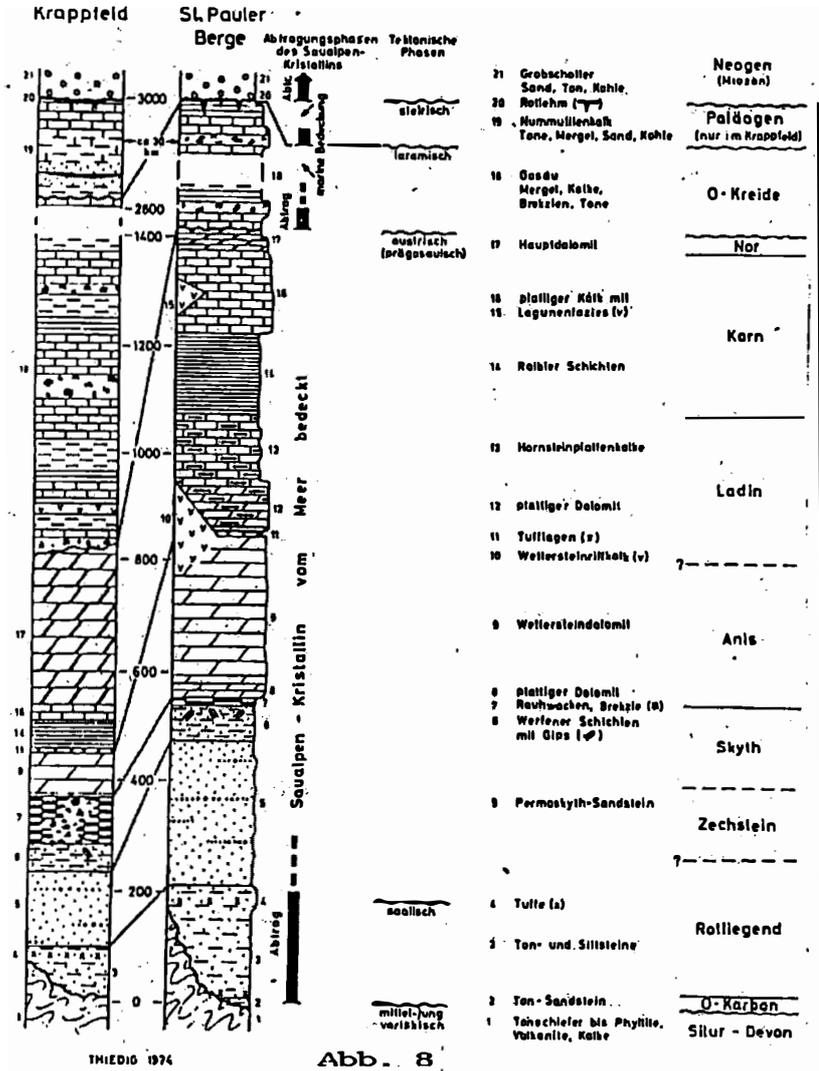


Abb. 8

Säulenprofile der postvariscischen Sedimente im Krappfeld und in den St. Pauler-Griffener Bergen. Abtragungs- und wichtige tektonische Phasen rechts neben den Säulenprofilen.

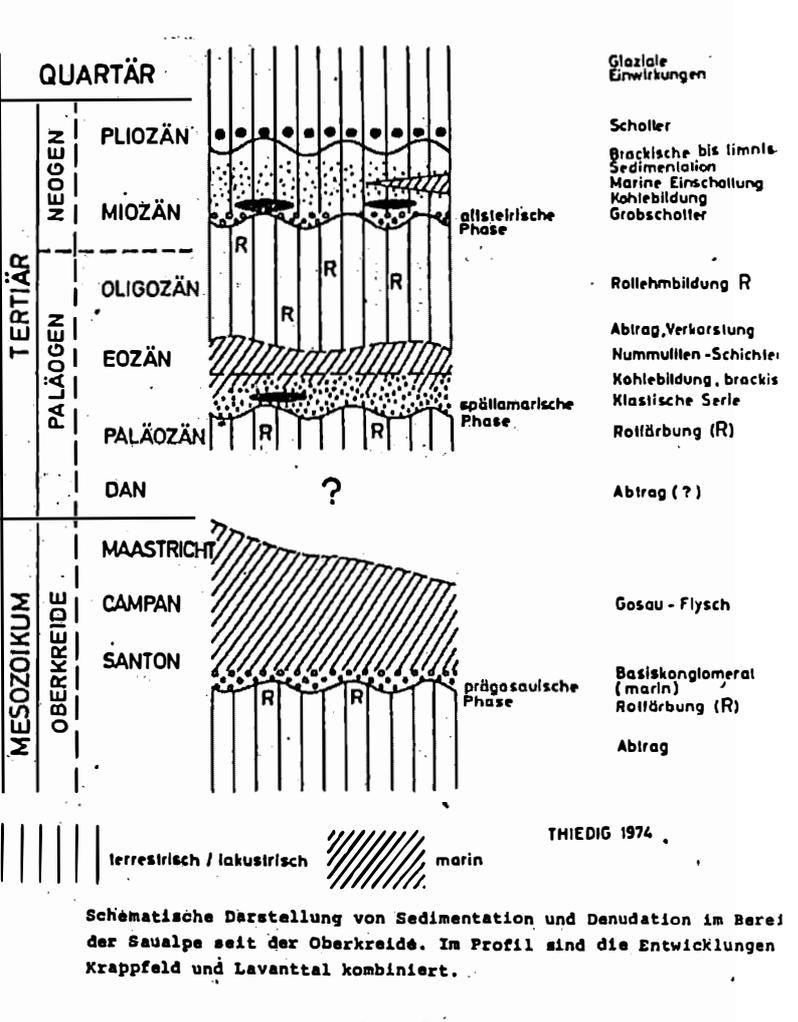
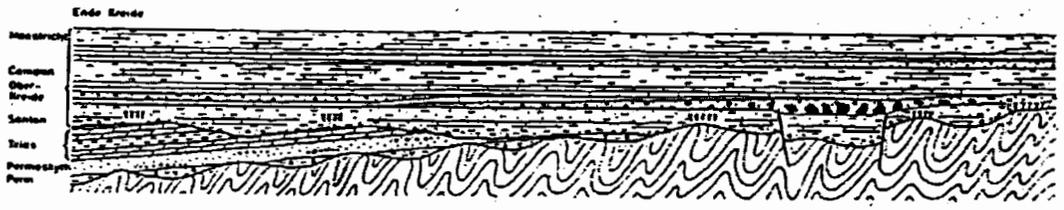
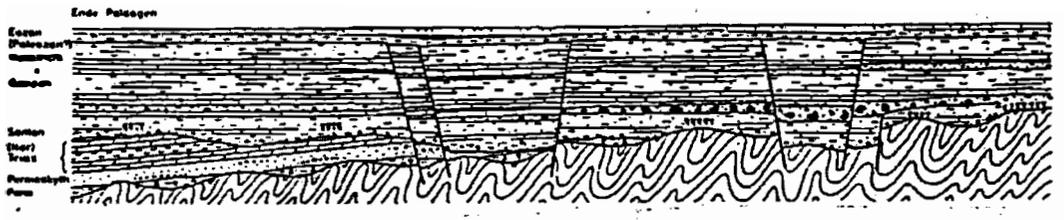
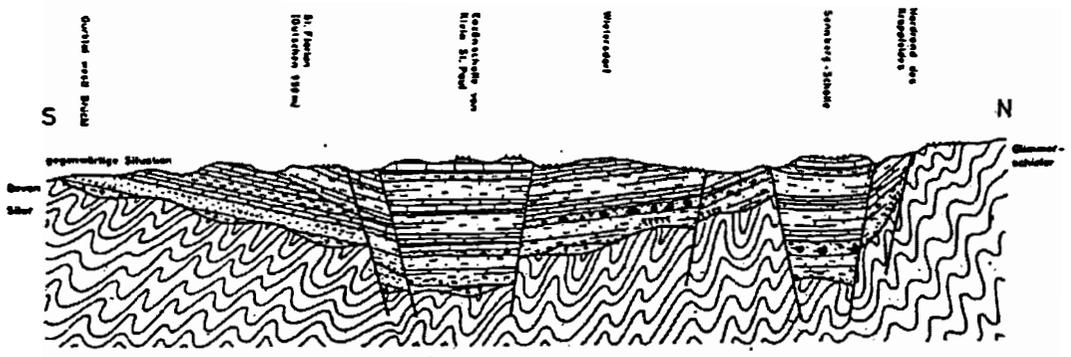


Abb. 9



Strukturelle Entwicklung des Krappfeldes

nach Thiedig 1977

Abb. 10

Alter i. Mio. J.	Zeit	Ereignis
1,8	Quartär	Heraushebung u. Abtragung Vereisungsphasen
		Weitschachschotter - Hebung Saualpe
22,5	Jungtertiär	Rotverwitterung <u>Steirische Phase (Miozän)</u> Beginn Krappfeldeinbruch Anlage Görttschitztalstörung
	Alttertiär	Transgression - Nummulitenkalke
65		Rotverwitterung <u>Laramische Phase</u> Flyschfaltung
		Einbruch des Gosaubeckens Flyschsedimentation
100	Ober-Kreide	
137	Unter-Kreide	Rotverwitterung <u>Austrische Phase</u> Hauptdeckenschub Heraushebung-Abtragung
		Schichtlücke durch Abtragung (?)
195	Jura	
225	Trias	Rhät
		Nor
		Karn
		Ladin
		Anis
285	Perm	Skyth
		Sedimentation der alpinen Hauptfolge
325	Ober-Karbon	Rotverwitterung Schichtlücke
		Hebung und Abtragung
350	Unter-Karbon	<u>Varistische Orogenese</u>
405	Devon	Ablagerung der varistischen Sedimentfolge
440	Silur	
500	Ordovizium	<u>Kaledonische Bewegungen</u>

ERDGESCHICHTLICHE ENTWICKLUNG DES KRAPPFELDES

Abb. 11

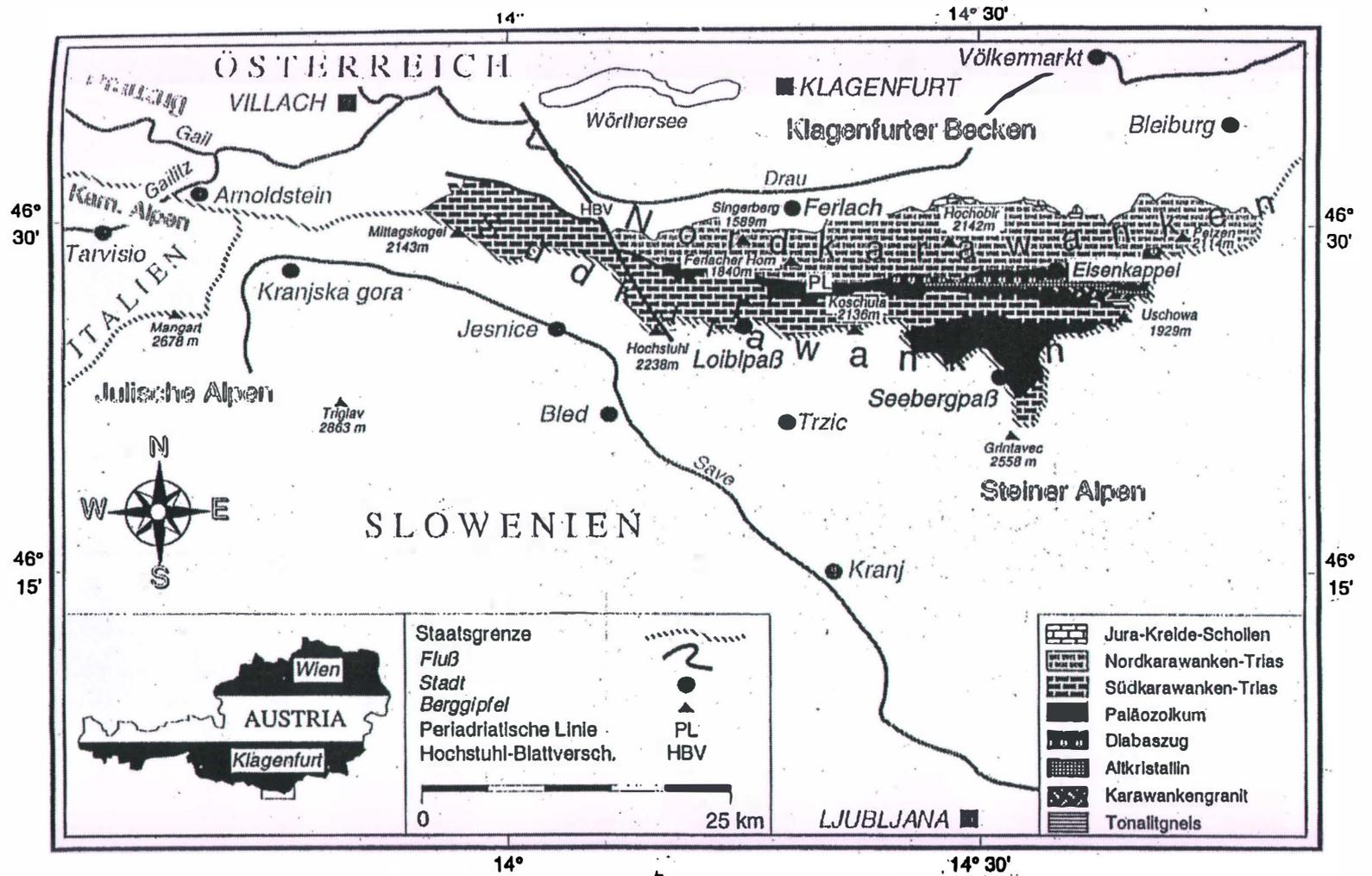


Abb. 13 Geographische Lage der Karawanken im Kärntner Bereich
(aus Schafhauser 1996)

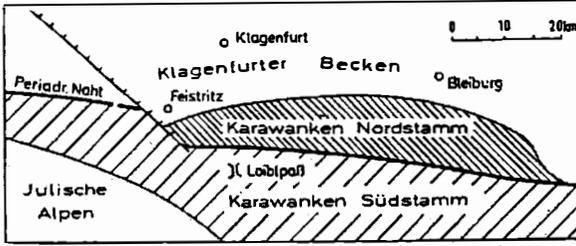


Abb. 12 Lage der Periadriatischen Naht in den Karawanken

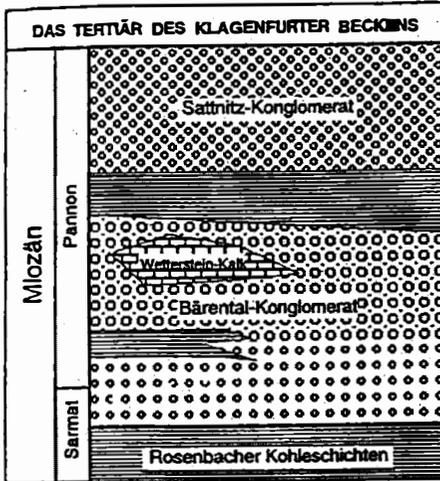


Abb. 14 Schichtenfolge der tertiären Serien des Klagenfurter Beckens n. van Hussen 1984 (in Schafhauser 1996)

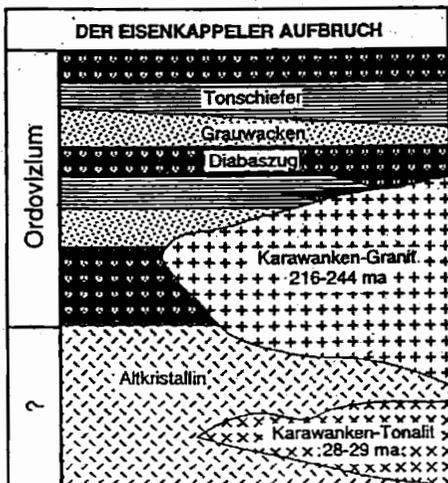


Abb. 15 Einheiten des Eisenkappeler Aufbruchs n. Bauer 1983 (in Schafhauser 1996)

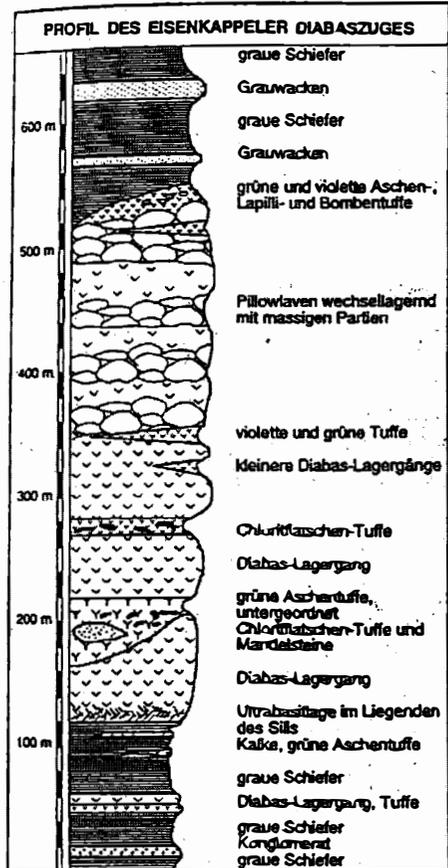


Abb. 16 Gesamtprofil des Eisenkappeler Diabaszugs n. Loeschke 1970 (in Schafhauser 1996)

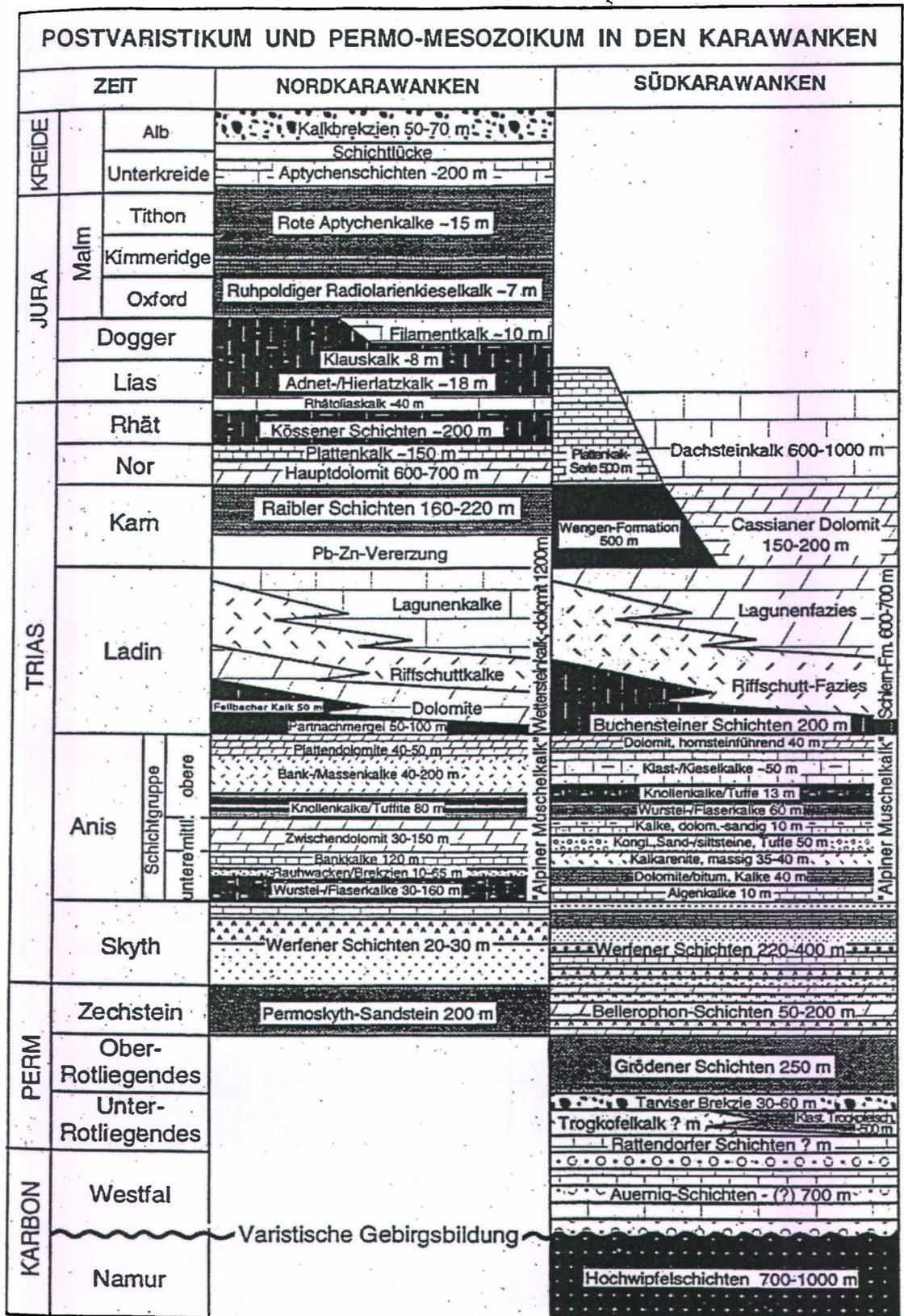


Abb. 17 Schichtenfolge der Nord- und Südkarawanken
n. Cerny et al. 1983 (in Schafhauser 1996)

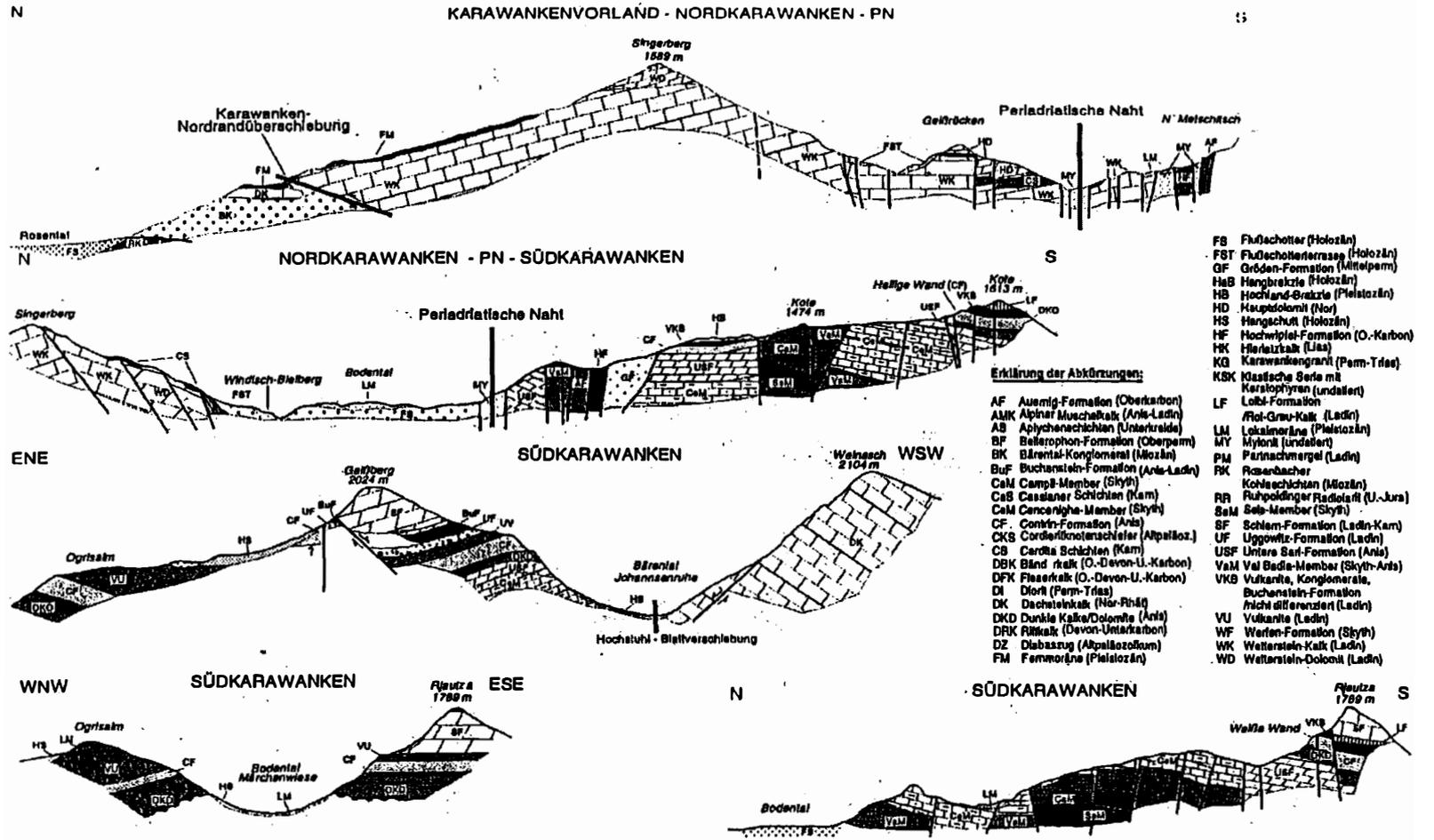


Abb. 18a Geologisch-tektonische Querprofile durch die Karawanken aus Schafhauser 1996

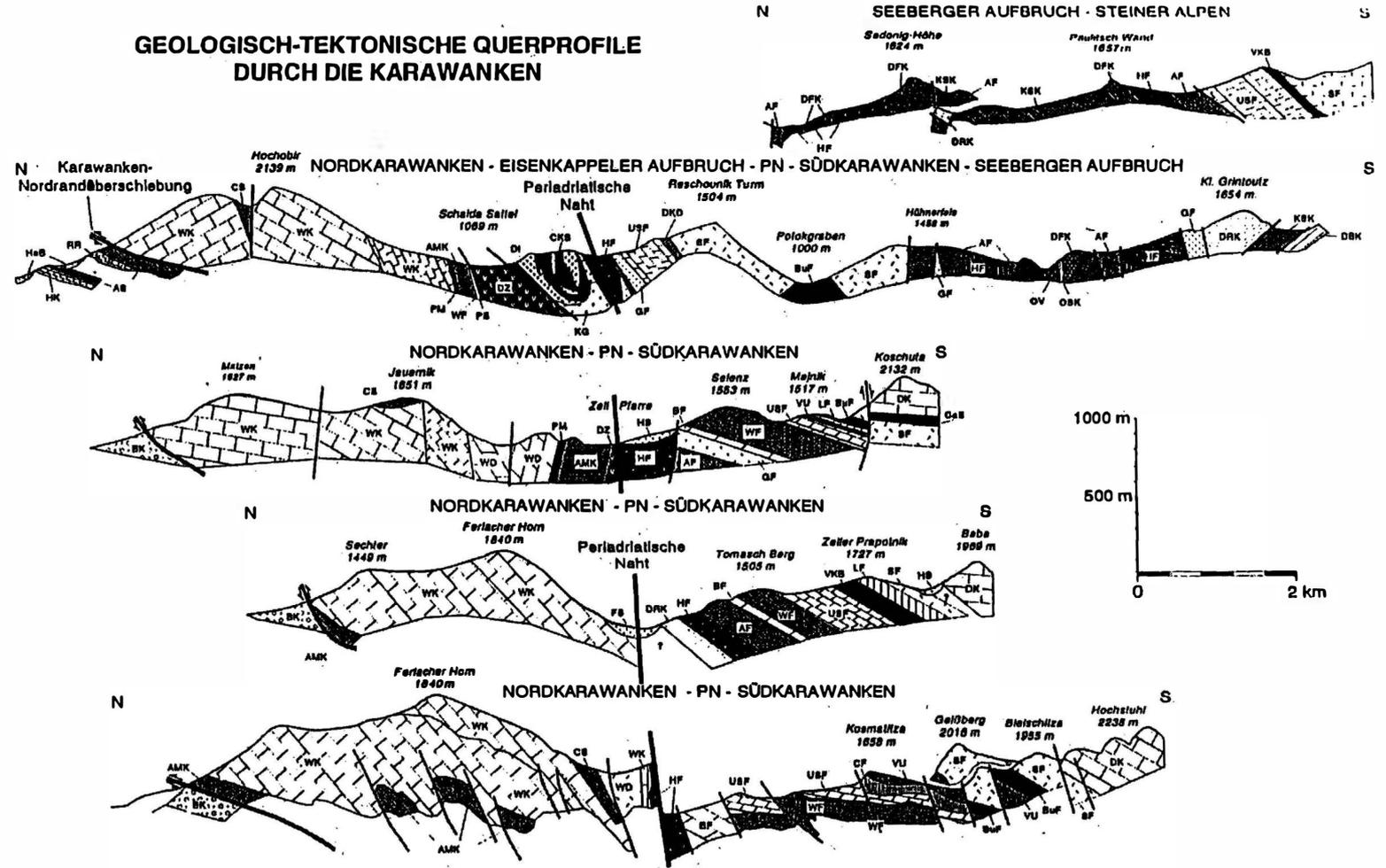


Abb. 18b Geologisch-tektonische Querprofile durch die Karawanken aus Schafhauser 1996