

Carinthia II	178./98. Jahrgang	S. 141–170	Klagenfurt 1988
--------------	-------------------	------------	-----------------

# Ein geologischer Streifzug durch Kärnten

Von Karl KRAINER

Mit 7 Abbildungen, 2 Farbtafeln, 1 Zeittabelle und  
1 geologischen Übersichtskarte

## VORWORT

Mit dem vorliegenden Artikel hat der Autor den Versuch unternommen, in möglichst kurzer und einfacher Form den geologischen Aufbau Kärntens und dessen Werdegang darzustellen, um vor allem dem geologisch interessierten Nichtfachmann einen Einblick in diese komplexe Thematik zu ermöglichen. Auf Grund des vorgegebenen Umfanges konnten dabei nur die wichtigsten geologischen Einheiten in äußerst knapper Form umrissen werden, auf vieles mußte der Autor aus Platzgründen überhaupt verzichten. Eine ausführliche Darstellung der einzelnen geologischen Einheiten findet der Leser in einschlägigen Fachbüchern (v. a. in TOLLMANN, 1977–1986, OBERHAUSER, 1980, mit zahlreicher weiterführender regionalgeologischer Literatur) und diversen geologischen Fachzeitschriften, die im Literaturverzeichnis angeführt sind. Trotz der starken Vereinfachung konnte jedoch auf viele geologische Fachausdrücke nicht verzichtet werden. Daher sind im Literaturverzeichnis auch einige Werke aufgelistet, in denen einzelne Fachausdrücke ausführlich erklärt sind.

## EINLEITUNG

Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte zeigt bereits den vielfältigen geologischen Aufbau Kärntens. Die geologischen Baueinheiten, an denen Kärnten Anteil hat, reichen vom penninischen Deckensystem, einer westalpinen Einheit, die in großartiger Form in den Hohen Tauern in Form eines Fensters unter den ostalpinen Einheiten hervorschaut, über die imposanten ostalpinen Kristallinmassen im NW und NE bis zu den landschaftsprägenden, aus Sedimentgesteinen aufgebauten Gebirgszügen der Gailtaler Alpen, Karnischen Alpen, Karawanken und den dazwischen

# ZEIT-TABELLE

Zeitalter	Periode	Epoche	Mill. J.	wichtige geologische Prozesse (Kärnten)
KÄNOZOIKUM	Quartär	Holozän Pleistozän	2	Abschmelzen der Eismassen Inlandvereisung (mind. 4 Eiszeiten in den Alpen)
	Tertiär	Pliozän Miozän Oligozän Eozän Paläozän	65	Klimaverschlechterung, Hebung der Karawanken und Aufschiebung auf das Tertiär Sedimentation in den Tertiärbecken, Kohleldg. Aufdringen von Gängen (Kreuzeckgr., Gailtalkr. Fortschreitende Falten- und Deckenbildung („jungalpidische Orogenese“)
MESOZOIKUM	Kreide	Ober- Unter-	140	Gosau-Transgression (Krappfeldgosau) Beginn der penninischen Subduktion, erste Deckenbildungen, Metamorphose („altalp. Orog.“)
	Jura	Malm Dogger Lias	195	Hpts. Tiefseesedimentation, Ophiolithe, Radiolarite, Bildung ozeanischer Kruste Öffnung des penninischen Ozeans
	Trias	Ober- Mittel- Unter-	230	Hpts. Schelfsedimentation (Karbonatplattformen) mit einzelnen tektonischen Phasen (Bruchtektonik) und Beckenbildung, mitteltriadischer Vulkanismus (Dobratsch, Karawanken)
PALÄOZOIKUM	Perm	Zechstein Rotliegendes	280	Tethystransgression Rotliegendevulkanismus, Molassesedimentation
	Karbon	Siles Dinant	345	Zerfall des Superkontinentes Pangaea (Trennung in Gondwana und Laurasia durch Tethys) Variszische Orogenese
	Devon	Ober- Mittel- Unter-	395	Prototethys
	Silur	Ober- Unter-	435	Kaledonische Orogenese, Metamorphose (z. B. Saualpe)
	Ordovizium	Ober- Unter-	500	ältesten paläontologisch datierten Gesteine in den Karnischen Alpen
	Kambrium	Ober- Mittel- Unter-	570	
	PRÄ-KAMBRIUM	Algonkium Archaikum		ca. 4800

liegenden, mit tertiären und quartären Sedimenten ausgefüllten Becken (Klagenfurter, Lavanttaler Becken). Kärnten hat als einziges Bundesland einen bedeutenden Anteil an den Südalpen (Karawanken, Karnische Alpen).

Diese Gesteinsvielfalt hat schon immer das Interesse der Geologen auf sich gezogen, und intensiver denn je wird heute von in- und ausländischen Erdwissenschaftlern in allen Landesteilen die geologische Erforschung vorangetrieben.

Ein kurzer Blick in die Vergangenheit zeigt uns, daß die geschichtliche, vor allem die wirtschaftliche Entwicklung des Landes immer eng verknüpft mit der geologischen Erforschung nach Rohstoffen war, die zumindest bis in die Frühzeit (ca. 400 v. Chr.) zurückreicht, was aus den Bleifiguren des Fröger Gräberfeldes hervorgeht. Demnach ist bereits in dieser Zeit in der näheren Umgebung von Rosegg nach Blei geschürft worden. Im 1. Jh. v. Chr. wurden von den Norikern die ersten Goldfunde getätigt, und das norische Eisen, abgebaut in Hüttenberg, war im gesamten Römischen Reich ein Begriff. Im Mittelalter erlebte der Bergbau in Kärnten, vor allem durch den damals sehr bedeutenden Gold- und Silberabbau, einen ersten Höhepunkt.

Eine systematische geologische Erforschung setzte in der Mitte des 18. Jh.s ein, dauert bis heute an, und in den letzten Jahren ist eine wahre Flut von Publikationen zur Geologie Kärntens erschienen.

## PLATTENTEKTONIK UND ENTSTEHUNG DER ALPEN

Zum besseren Verständnis des geologischen Baues von Kärnten ist es zunächst einmal zweckmäßig, kurz die Entstehung der Alpen zu betrachten, da ja Kärnten, geologisch gesehen, ein Teil der Alpen ist.

Obwohl die Alpen das wohl am besten erforschte Gebirge der Erde sind, so ist ihre Entstehung zwar in großen Zügen einigermaßen bekannt, im Detail gibt es jedoch noch eine große Zahl ungelöster Probleme.

Der Deckenbau der Alpen ist bereits um die Jahrhundertwende erkannt worden, und bis in die sechziger Jahre versuchte man die Entstehung dieses kompliziert gebauten Deckengebirges mit der inzwischen klassischen Gebirgsbildungstheorie, die vor allem auf H. STILLE, L. KOBER und E. KRAUS zurückgeht, zu erklären.

Nach dieser Theorie entstanden alle Gebirge der Erde, auch die Alpen, nach einer klar definierten Abfolge von Ereignissen, die als „orogener Zyklus“ bezeichnet wurden. Dieser Zyklus beginnt mit der „geosynklinalen Phase“, der Herausbildung eines Ozeanbeckens durch langsame Absenkung. Diese Geosynklinale wird mit mächtigen Sedimenten aufgefüllt, in die auch basische Magmatite („Ophiolithe“) eingeschaltet sind. Gegen Ende dieser Phase kommt es zu ersten Faltungen und Heraushebungen. Die daran anschließende „orogene Phase“ ist gekennzeichnet durch intensive Faltungs- und Deckenüberschiebungs-

prozesse, verbunden mit Regionalmetamorphose, Granitintrusionen und Vulkanismus. Gegen Ende dieser Phase kommt es zu einer Konsolidierung der Erdkruste.

Während der anschließenden „postorogenen Phase“ kommt es durch Dehnung der Erdkruste zur Bruchtektonik („Grabenbruchbildung“), an tiefreichenden Bruchstörungen dringt Magma bis an die Erdoberfläche und führt zu gleichzeitigem Vulkanismus. Die Gräben werden mit mächtigen Molassesedimenten aufgefüllt.

Diese Gebirgsbildungstheorie wies allerdings eine Reihe von Schwachstellen auf, und erst das Konzept der Plattentektonik, das zu Beginn der sechziger Jahre entwickelt wurde und zu einer gewaltigen Revolution in den Erdwissenschaften führte, ermöglichte einen Ausweg aus diesem Dilemma.

Die Theorie der Plattentektonik ist im Gegensatz zu allen vorhergehenden Theorien extrem mobilistisch, beruht auf einer mobilen Erdkruste, die aus einer bestimmten Anzahl von größeren und kleineren „Platten“ besteht, die sich relativ gegeneinander bewegen.

Die einzelnen Platten bestehen aus kontinentaler („granitischer“) und/oder ozeanischer („basaltischer“) Erdkruste.

Von Bedeutung sind vor allem die Prozesse an den Plattengrenzen. Man unterscheidet „konstruktive“ oder divergierende Plattenränder in Form der mittelozeanischen Rücken, die als gewaltige untermeerische Gebirge sämtliche große Ozeane mit einer Gesamtlänge von über 70.000 km durchziehen. An diesen mittelozeanischen Rücken wird durch das Aufdringen von Magma ständig neue ozeanische Kruste produziert, die dann nach beiden Seiten von den mittelozeanischen Rücken mit einer Geschwindigkeit bis zu mehreren cm/Jahr wegdriftet.

Da im Bereich der mittelozeanischen Rücken ständig neue ozeanische Kruste produziert wird, die Erde aber an Umfang nicht zunimmt, muß an anderer Stelle Krustenmaterial wieder dem Erdmantel zugeführt werden. Dies geschieht an den „konvergierenden“ oder destruktiven Plattenrändern. Wenn zwei Platten aneinanderstoßen, so wird die Platte mit schwererer (ozeanischer) Kruste unter die leichtere (kontinentale) Kruste abtauchen, und das abtauchende Krustenmaterial wird wieder dem Erdmantel zugeführt und von diesem assimiliert (Abb. 1). Diesen Prozeß nennen wir Subduktion. Entscheidend ist nun die Tatsache, daß immer nur ozeanische Kruste abtaucht bzw. „subduziert“ werden kann und niemals kontinentale Kruste. Der Grund liegt darin, daß die ozeanische Kruste aus schwereren Gesteinen ( $D = \sim 3,0$ ) aufgebaut ist als die kontinentale Kruste ( $D = \sim 2,7$ ). Da nun immer nur ozeanische Kruste subduziert wird, gibt es in den heutigen Ozeanen nirgends ozeanische Kruste, die älter ist als 150 Millionen Jahre. Dagegen ist die älteste kontinentale Kruste mindestens 3,8 Milliarden Jahre alt.

Die Stelle, an der eine Platte unter die andere abtaucht, wird durch einen Tiefsee graben markiert. Anschließend an den Tiefsee graben kommt es kontinentwärts durch das Aufeinanderprallen der beiden Platten zu inten-

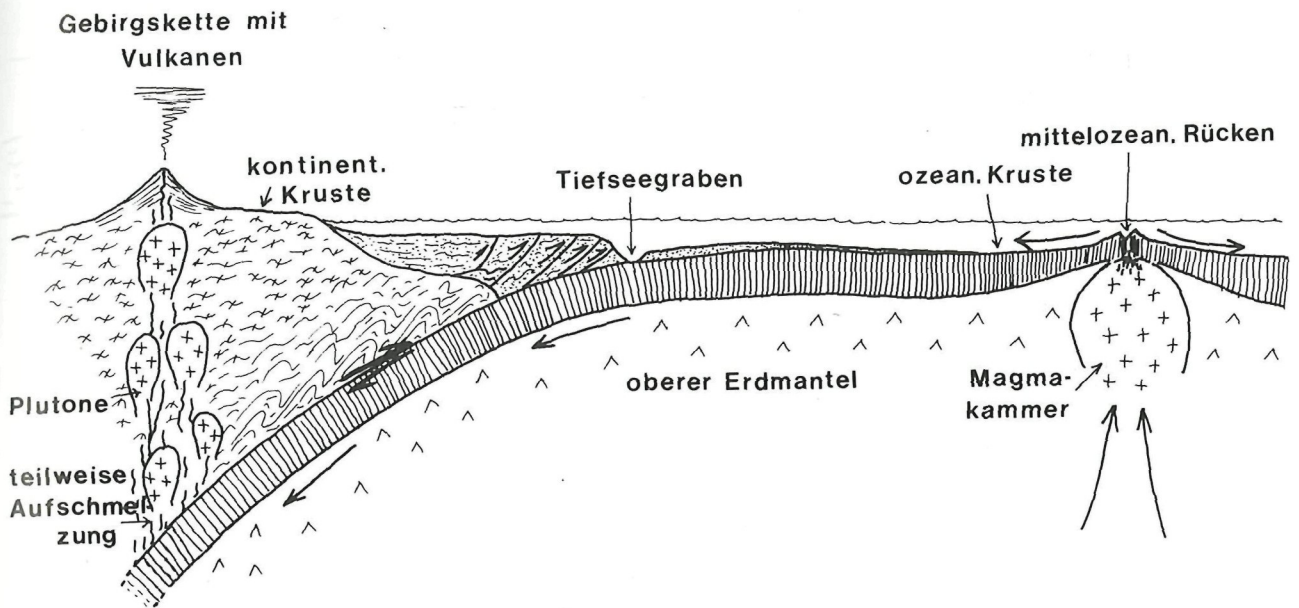


Abb. 1: Schematische Darstellung einer Subduktionszone vom „Anden-Typ“. Die im Bereich der mittelozeanischen Rücken neu produzierte ozeanische Kruste drifft vom mittelozeanischen Rücken weg und taucht schließlich unter eine kontinentale Kruste ab. Die Kollisionsgrenze zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste wird durch einen Tiefseegraben markiert, in den klastische Tiefseesedimente (Flyschsedimente) geschüttet werden. Im Bereich der Kollision kommt es zu starker Deformation, Metamorphose und teilweiser Aufschmelzung, was zum Aufstieg von Plutonen und zu aktivem Vulkanismus im Bereich des neu entstehenden Gebirges (Orogens) führt.

siver Faltung, Deckenbildung, Metamorphose sowie zu Granitintrusionen und vulkanischer Tätigkeit, kurzum, es entsteht ein Orogen, ein Gebirge (Abb. 1, 2).

Und damit kehren wir wieder zu den Alpen zurück. Die Geschichte der Alpen in ihrer heutigen Form begann bereits im Jungpaläozoikum, im Perm. Im Anschluß an die variszische Gebirgsbildung im Karbon, die zur Entstehung eines Superkontinentes, der Pangaea, geführt hatte, umgeben von einem riesigen Ozean, kam es im Perm zum Zerbrechen dieses Superkontinentes in einen nördlichen (Eurasia) und einen südlichen Kontinent (Gondwana). Dazwischen bildete sich von Osten her durch eine scherende Auseinanderbewegung von Eurasien und Gondwana ein Ozean, den Ed. SUESS als T e t h y s bezeichnet hat (Abb. 3). Die Tethys erreichte ihre größte Ausdehnung im Jura, während dieser Zeit bildete sich eine ausgedehnte ozeanische Kruste. In der Unterkreide, vor ca. 130 bis 140 Millionen Jahren, setzte dann, bedingt durch das nun einsetzende Nordwärtsdriften der afrikanischen Platte, die Subduktion der ozeanischen Kruste des Tethysozeans ein. Dieser Prozeß führte dazu, daß im Verlauf der Kreide fast die gesamte ozeanische Kruste der Tethys subduziert wurde, die afrikanische Platte immer näher an die eurasiatische rückte und es durch die Kollision der beiden Platten zur Faltung kam. Vor allem in

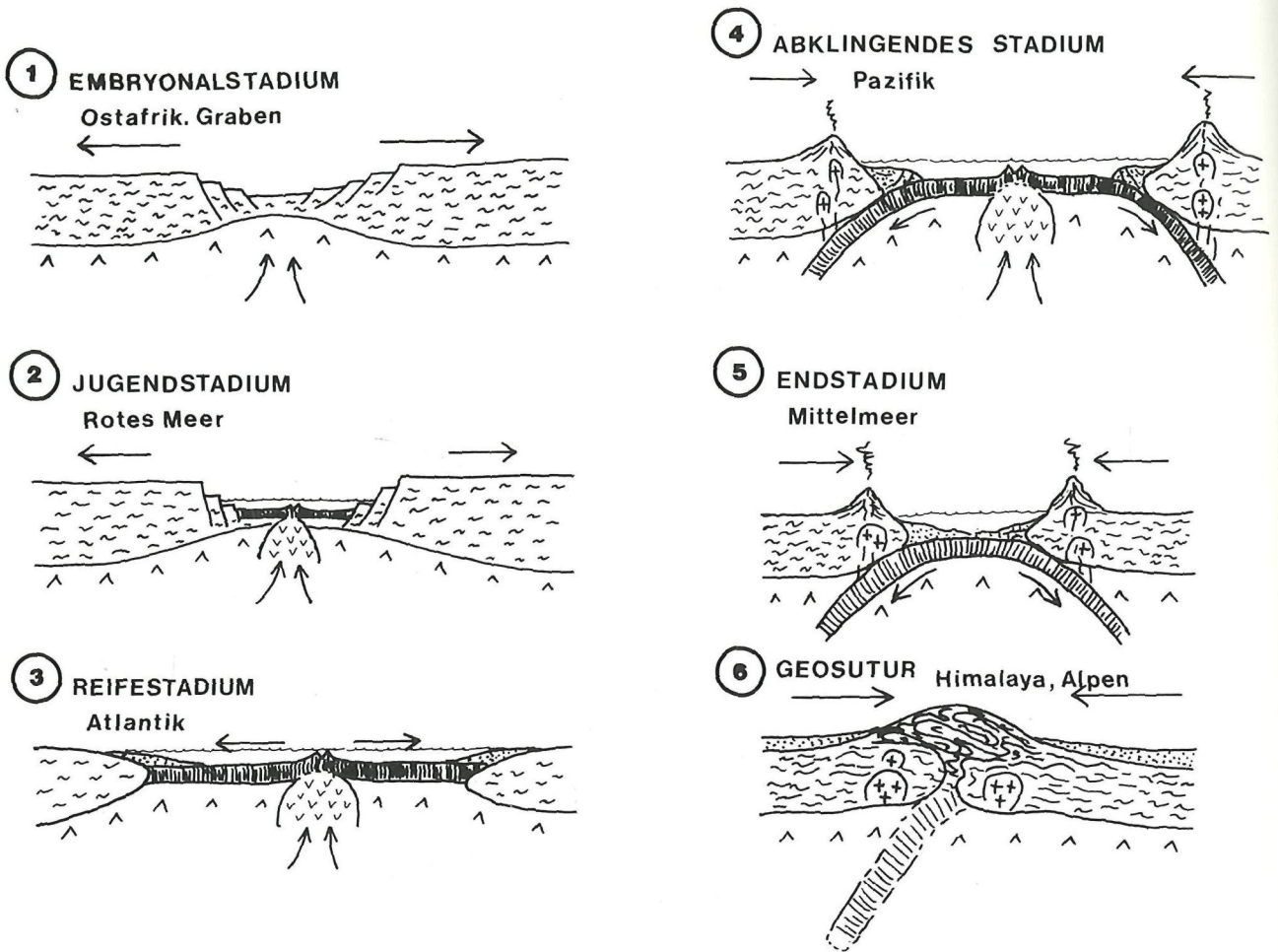


Abb. 2: Das Werden und Vergehen eines Ozeans und die damit verbundene Gebirgsbildung nach dem Konzept der Plattentektonik („WILSON-Zyklus“). Innerhalb eines kontinentalen Krustenteiles kommt es zum diapirartigen Aufstieg von Gesteinsschmelzen aus dem oberen Erdmantel in die obere Erdkruste, dadurch wird die Kruste aufgewölbt, ausgedünnt und gedehnt, es bildet sich ein Grabenbruch. Im Jugendstadium kommt es durch den anhaltenden Magmenaufstieg zur vollkommenen Trennung der beiden Landmassen, aus dem Graben entsteht ein neuer Ozean mit ozeanischer Kruste und einem mittelozeanischen Rücken. Durch die andauernde Produktion von ozeanischer Kruste im Bereich dieses mittelozeanischen Rückens und das Wegdriften der ozeanischen Kruste nach beiden Seiten entsteht allmählich ein breiter Ozean, die beiden Festlandmassen haben sich weit voneinander getrennt (Reifestadium). Schließlich kommt es an der Grenze zwischen Kontinent und ozeanischer Kruste zur Entstehung einer konvergierenden Plattengrenze, an der die ozeanische Kruste unter die kontinentale Kruste abtaucht (Subduktionszone). Dieser Prozeß kommt dadurch zustande, daß die kontinentale Platte aufhört zu driften oder durch das Entstehen eines neuen Ozeans an einer anderen Stelle ihre Bewegungsrichtung überhaupt umkehrt, so daß nun ozeanische und kontinentale Kruste aufeinander zudriften und es zur Kollision der beiden Krustenteile kommt (abklingendes Stadium). Durch die Subduktion der ozeanischen Kruste wird der Ozean schließlich ständig kleiner, so daß sich die ursprünglich weit auseinander liegenden Kontinente zunehmend näher kommen (Endstadium). Letztendlich verschwindet der Ozean vollkommen, wird vollständig subduziert, die beiden Kontinente prallen aufeinander, und es entsteht ein neues Gebirge (Geosutur). Die letzten drei Stadien dieses WILSON-Zyklus, die durch Kollision zweier Platten gekennzeichnet sind, repräsentieren die Phasen der Gebirgsbildung.

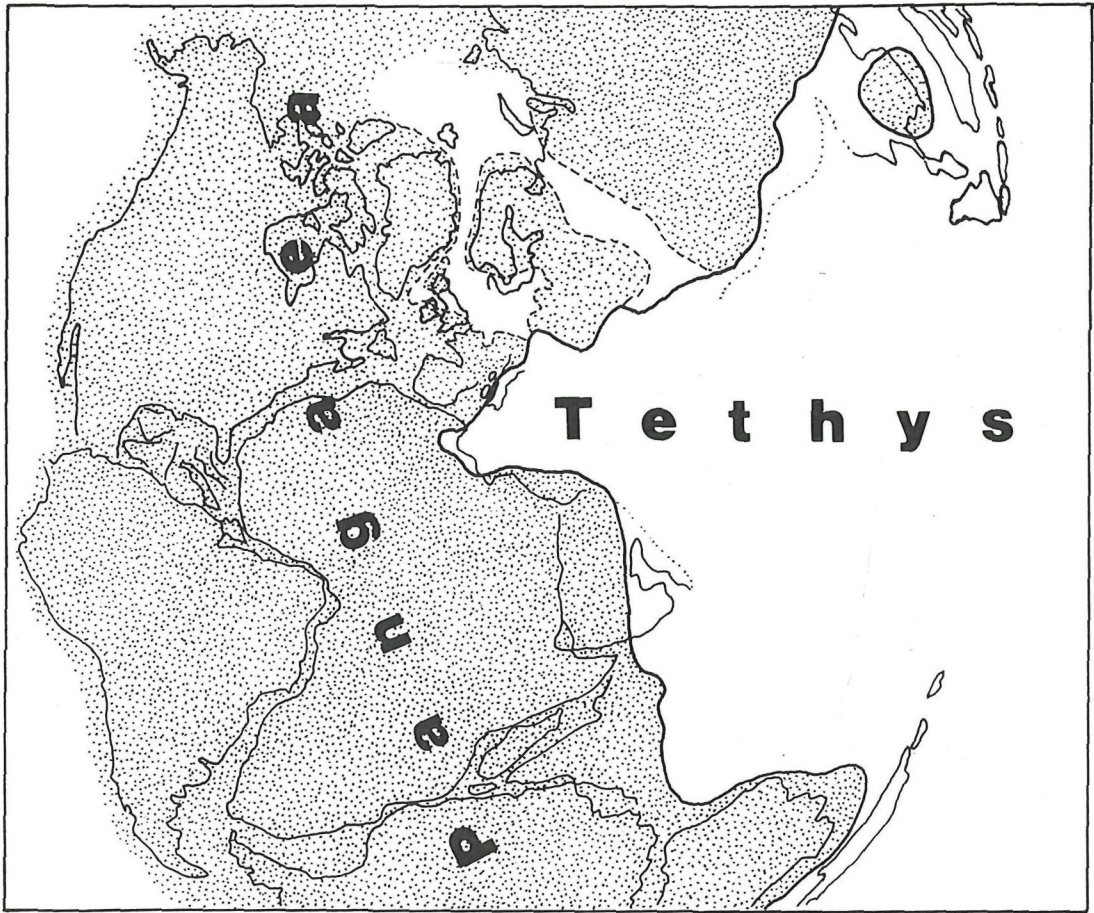


Abb. 3: Die Verteilung von Land und Meer im höheren Perm (vereinfacht nach A. TOLLMANN 1984, Mitt. Österr. Geol. Ges. 77, Abb. 1).

der Oberkreide, aber auch noch im Tertiär wurden die ursprünglich nebeneinander abgelagerten Schelfsedimente, teilweise mit ihrer kristallinen Unterlage (von Süden nach Norden sind es das Südalpin, Oberostalpin, Zentral- bzw. Mittelostalpin, Unterostalpin und Penninikum), durch die starke tektonische Einengung stark deformiert (verfaltet) und schließlich deckenförmig übereinandergestapelt, wobei die ursprünglich am weitesten im Norden abgelagerten Einheiten (Penninikum) zuunterst und die südlichsten (Südalpin bzw. in den Ostalpen das Oberostalpin) zuoberst liegen. Ein kleiner Teil der ozeanischen Kruste wurde ebenfalls in den Deckenbau miteinbezogen. Im Zuge dieser Einengungs- und Überschiebungstektonik kam es neben der starken Deformation vor allem in den tieferen Decken zu ausgedehnten Metamorphoseprozessen. Daß dieser Nordschub der afrikanischen Platte auch heute noch anhält, wird uns vor allem durch die im Mittelmeerraum immer wieder auftretende starke Erdbeben-tätigkeit sowie durch den aktiven Vulkanismus in Süditalien (Ätna usw.) und Griechenland (Santorin) deutlich vor Augen geführt. Von solchen Erdbeben wurde auch Kärnten immer wieder heimgesucht, zuletzt beim großen Beben in Friaul im Frühsommer 1976. Auch

der historische Dobratschbergsturz im Jahre 1348, dem mehrere Ortschaften im Gailtal zum Opfer fielen (die Gail wurde kurzfristig aufgestaut) und auch die Stadt Villach großen Schaden davontrug, ist ebenfalls auf ein Erdbeben zurückzuführen.

## DIE GROSSTEKTONISCHEN EINHEITEN KÄRNTENS

### Einführung in die Gesteinswelt

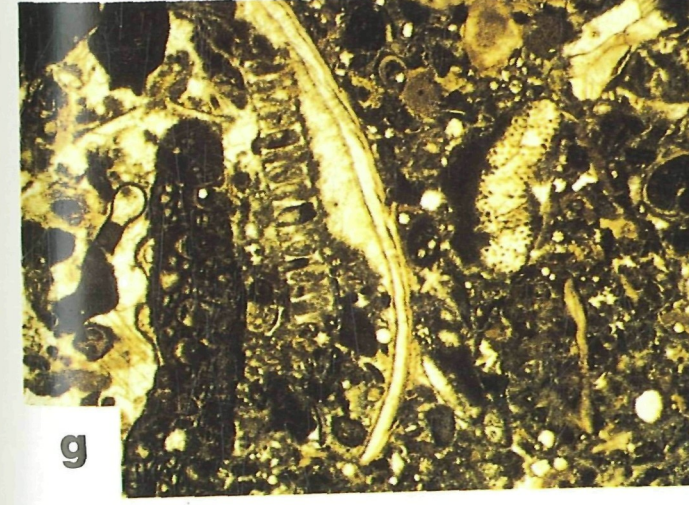
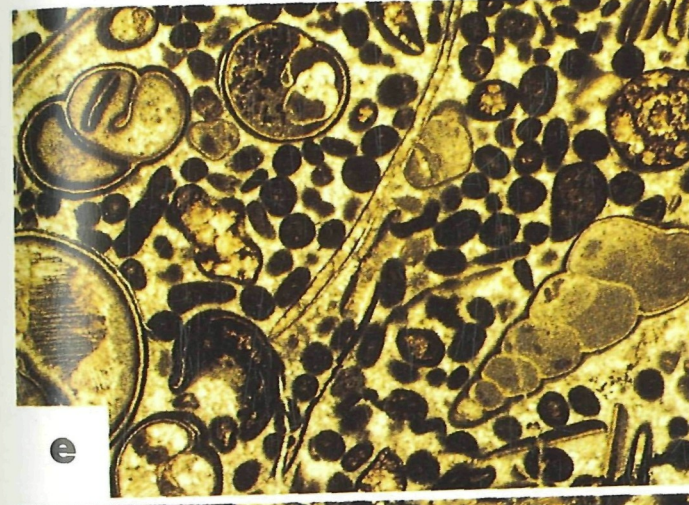
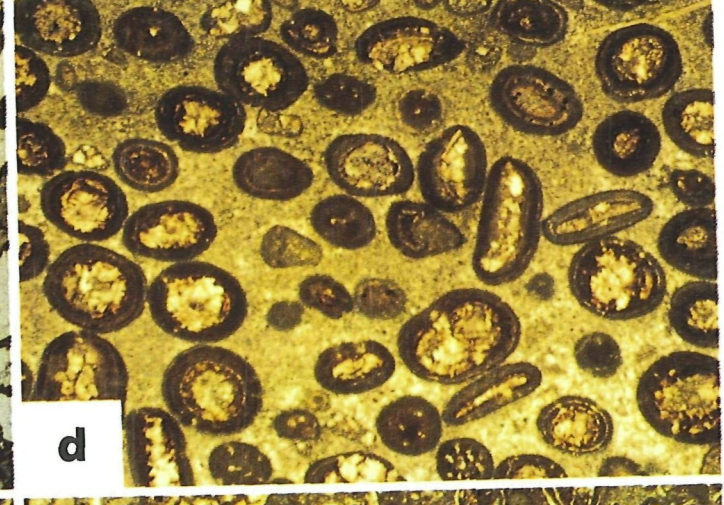
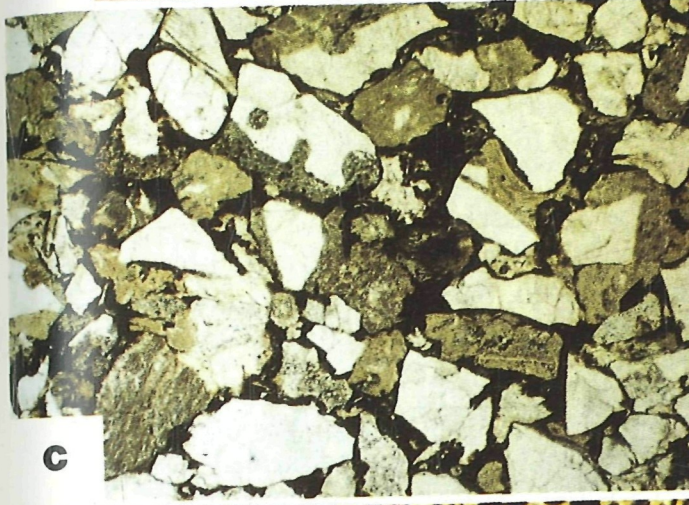
Vor der Besprechung der einzelnen geologischen Einheiten soll kurz aufgezeigt werden, welche Gesteinstypen am geologischen Aufbau Kärntens in der Hauptsache beteiligt sind (siehe auch Tafel 1, 2).

In erster Linie haben wir es mit Kristallingesteinen (Metamorphiten) zu tun, d. h. mit Gesteinen, die durch Metamorphose aus magmatischen, sedimentären oder älteren Kristallingesteinen entstanden sind. Unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen in der tieferen Erdkruste kommt es zur Umwandlung der Minerale im Gestein, wobei jedoch die chemische Zusammensetzung des Gesteins annähernd gleich bleibt. Die Umwandlung der Minerale erfolgt im kristallinen Zustand, es kommt zu keinerlei Aufschmelzungsprozessen. Es entstehen neue Minerale, die unter den nun herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen stabil sind. Charakteristische Minerale, die während der Metamorphose entstehen, sind z. B. Epidot, Biotit, Granat, Staurolith, Andalusit. Typische Kristallingesteine (Metamorphite) sind z. B. Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Amphibolite und Marmore, die z. T. in großer Vielfalt auftreten.

#### Fototafel 1 (Sedimentgesteine)

- a) Konglomerate und Sandsteine der Grödener Schichten (Perm) nördlich von Kötschach.
- b) Polymiktes Konglomerat aus der südalpinen Mitteltrias der Karawanken (Obojnigraben).
- c) Grödener Sandstein im Mikroskop (Dünnschliffaufnahme, // Nicols, Bildausschnitt, ca.  $7 \times 5$  mm), Christofberg.
- d) Oolith aus den südalpinen Werfener Schichten (Skyth) der Karawanken (Suchagraben). Dünnschliffaufnahme, Bildausschnitt ca.  $7 \times 5$  mm.
- e) „Gastropodenoolith“ aus den südalpinen Werfener Schichten der Karawanken (Andreasstraße, Remschenig). Dünnschliffaufnahme, ca.  $7 \times 5$  mm.
- f) Fossilreicher Rotkalk aus der südalpinen Mitteltrias der Karawanken (Zelenica-Forstweg). Dünnschliffaufnahme, ca.  $7 \times 5$  mm.
- g) Fossilreicher Kalk aus den Auernigschichten (Oberkarbon), Garnitzenberg. Dünnschliffaufnahme, ca.  $6 \times 4$  mm.
- h) Fusulinenkalk (Großforaminiferen) aus den Auernigschichten (Oberkarbon), Naßfeld. Dünnschliffaufnahme, ca.  $9 \times 13$  mm.



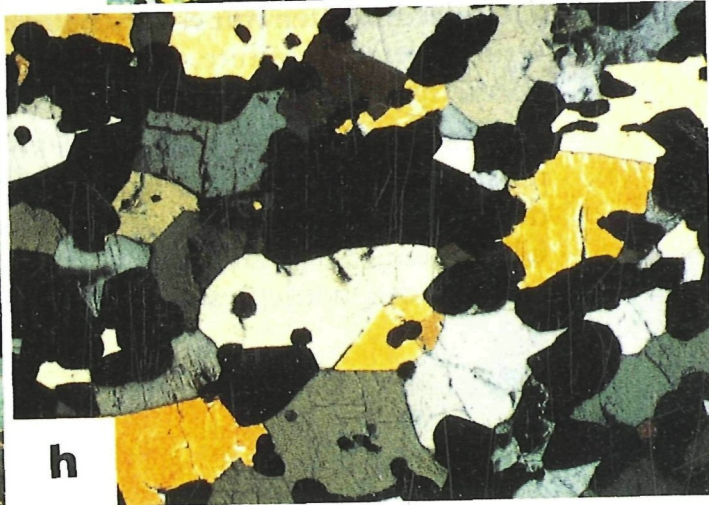
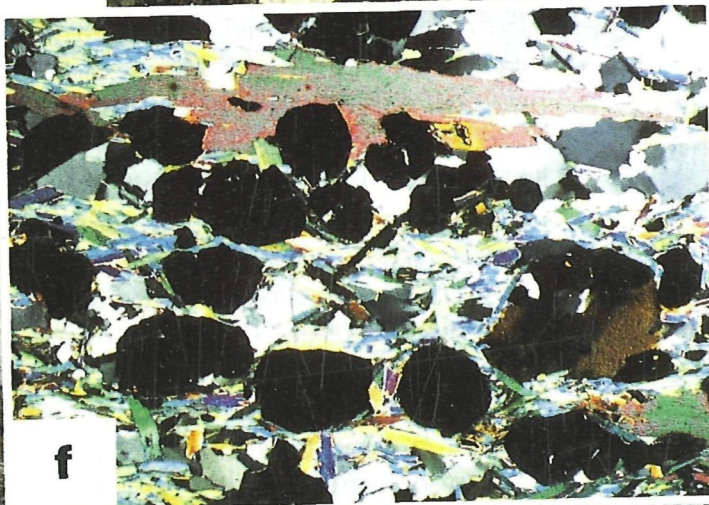
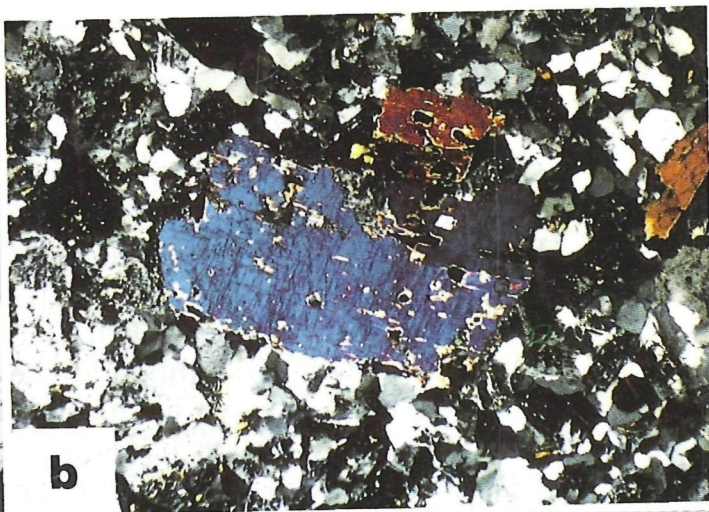


Kristallingesteine treten vor allem in den Gebirgsgruppen im NW (Hohe Tauern, Kreuzeck- und Reißeckgruppe) und NE (Saualpe, Koralpe) auf. Die zweite wichtige Gesteinsgruppe sind die **S e d i m e n t- oder A b s a t z- g e s t e i n e**, die vor allem die Gebirgszüge südlich der Drau (Gailtaler Alpen, Karnische Alpen, Karawanken) aufbauen. Generell unterscheidet man zwischen klastischen Sedimenten (Tonschiefer, Sandsteine, Konglomerate, Breccien), die durch Transport (Fluß-, Wind-, Eistransport, Meeresströmungen) und Ablagerung von Verwitterungsschutt älterer Gesteine entstehen, und chemisch-biogene Sedimente (Karbonatsedimente, kieselige Sedimente), die einerseits durch Kalkfällung aus Meerwasser und andererseits durch Anhäufung von kalkigen oder kiesigen Schalenresten abgestorbener Lebewesen (z. B. Muschelschalen, Brachiopodenschalen, Schneckengehäuse, Foraminiferen-Radiolarien-Skelette usw.) oder durch kalkabscheidende Organismen (Algen, Korallen) entstehen. Paläozoische Sedimente treten vor allem in den Karnischen Alpen auf, die besonders im Silur und Devon sehr fossilreich sein können. Triassedimente (Gailtaler Alpen, Karawanken) sind überwiegend karbonatisch. Jura- und Kreidesedimente treten selten in Erscheinung. Tertiärsedimente (durchwegs klastisch) sind dagegen häufiger (Lavantaler Becken, Sattnitz, Karawankenvorland). Weit verbreitet sind quartäre Lockersedimente (Tone, Sande, Schotter).

**M a g m a t i s c h e** Gesteine treten in Kärnten nicht häufig auf. Besonders Plutonite (Tiefengesteine), das sind innerhalb der Erdkruste erstarrte Gesteine, sind selten (z. B. Granit von Eisenkappel, Nötsch, Karawankentalit). Vulkanische Gesteine (Ergußgesteine), die an der Erdoberfläche erstarrt sind (subaerisch oder submarin), finden sich dagegen etwas häufiger, vor allem im Altpaläozoikum (Gurktaler Decke, Ebriachklamm, leicht metamorph überprägt) und im Perm (Christofberg, St. Pauler Berge, N von Kötschach). Innerhalb der Trias sind vor allem an der Dobratsch-südseite und in den zentralen Karawanken mächtigere Vulkanitabfolgen entwickelt. Schließlich ist noch der jungtertiäre Basalt von Kollnitz (bei St. Paul/Lavanttal) erwähnenswert, weil dies das jüngste vulkanische Gestein in Kärnten ist.

**Fototafel 2 (Kristallingesteine, Dünnschliffaufnahmen)**

- a) Eisenkappler Granit, Ebriachtal (+ Nicols, ca. 5×3 mm).
- b) Karawankentalit, St. Margarethen in Remschenig (+ Nicols, ca. 5×3 mm).
- c) Gefältelte Glimmerlage (Muskowit) im Granatglimmerschiefer der Millstätter Alpe (+ Nicols, ca. 3×2 mm).
- d) Amphibolit vom Kreuzeck (Kreuzeckgruppe) (// Nicols, ca. 5×3 mm).
- e) Granatglimmerschiefer aus der Priedröfserie nördlich von Radenthein (// Nicols, ca. 5×3 mm).
- f) wie e), jedoch + Nicols.
- g) Eklogit der Pirckler Halt, Saualpe (+ Nicols, ca. 3×2 mm).
- h) Kalzitmarmor, Krastal (+ Nicols, ca. 5×3 mm).



## Das Tauernfenster (Penninikum)

Kärnten hat Anteil am östlichen Tauernfenster, in dem das Penninikum unter den ostalpinen Decken fensterartig hervorschaut. Auf Kärntner Boden reicht das Tauernfenster von der Glocknergruppe über die Sonnblickgruppe bis zur Ankogel-Hochalmspitz-Gruppe und Reißbeckgruppe, ist also im wesentlichen auf die Hohen Tauern beschränkt. Die östliche Grenze bildet die Katschbergfurche mit dem Liesertal, wo die penninischen Gesteinseinheiten abtauchen und noch von einer schmalen unterostalpinen Gesteinszone, hauptsächlich aus Quarzphyllit bestehend, überlagert werden. Diese unterostalpine Gesteinszone zieht vom Katschberg bis südlich von Gmünd und keilt dann allmählich aus.

Im Süden wird das Penninikum des Tauernfensters von den stark tektonisch deformierten Gesteinen der „Matreier Zone“ begrenzt. Die Matreier Zone zieht in Form eines schmalen Streifens von Matrei in Osttirol ins Mölltal, nördlich des Sadnig vorbei bis gegen Obervellach, wo sie zunehmend dünner wird und auskeilt.

Das Tauernfenster selbst besteht aus dem Zentralgneis, der in mehreren Kernen hervortritt. In Kärnten sind es der Sonnblickkern und Hochalmspitzkern. Die Entstehung der Zentralgneise geht auf die Intrusion von Graniten bis Granodioriten in ein „Altkristallines Dach“ zurück. Diese Intrusion erfolgte im Perm. Während der alpidischen Orogenese wurden die granitischen Gesteine verschiefert und metamorph überprägt, so daß sie heute als Gneise vorliegen.

Um die Zentralgneiskerne schmiegen sich die Schieferhüllen. Man unterscheidet eine alte, innere Schieferhülle, die aus paläozoischen Gesteinen aufgebaut ist (v. a. Phyllite mit eingeschalteten basischen bis sauren Vulkaniten wie Porphyroide, Diabase, Metagabbros, Prasinite usw.). Die äußere oder junge Schieferhülle besteht aus einer Schichtfolge metamorph überprägter Sedimente mit vulkanischen Einschaltungen, die altersmäßig vom Perm über Trias und Jura bis in die Unterkreide reichen. Perm und Untertrias sind klastisch entwickelt (Arkosegneise, Quarzite), die Mitteltrias wird aus verschiedenen Karbonatgesteinen marinen Ursprungs aufgebaut, die Obertrias besteht aus feinkörnigen Klastika, heute als diverse Schiefer (z. B. Quarzitschiefer) vorliegend. Im Jura und in der Kreide kommt es zu einer stärkeren Faziesdifferenzierung und verbreitet zu einer starken Absenkung des Ablagerungsraumes sowie zur Ausbildung von Tiefseesedimenten mit eingeschalteten basischen Vulkaniten, die heute als Grünschiefer, Prasinite, z. T. auch als Eklogite vorliegen und als Reste ehemaliger Ozeanbodenbasalte des Penninischen Ozeans gedeutet werden.

Das Tauernfenster ist durch einen komplizierten tektonischen Bau charakterisiert, der auf die alpidische Gebirgsbildung zurückzuführen ist. Besonders zwischen den einzelnen Zentralgneiskernen kam es zu deckenartigen Übereinanderstapelungen der Schieferhüllserien, vor allem im Bereich der „Glockner Querdepression“.

Von wirtschaftlichem Interesse in diesem Gebiet war über viele Jahrhunderte hindurch das „Tauerngold“, das in zahlreichen, teilweise sehr hoch gelegenen Abbauen bergmännisch gewonnen wurde. Die letzte Blüte erreichte der Goldbergbau im 16. Jh. Das Gold ist an jungalpidische „Goldquarzgänge“ (alpine Zerrklüfte) gebunden. Gold tritt entweder fein verteilt im Quarz auf (Freigold) oder ist an verschiedene Kiese (Arsenkies, Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Antimonglanz) gebunden. Die Goldabbaukonzentrieren sich vor allem rund um den Sonnblick und die Goldberggruppe (z. B. Abbaue am Modereck, am Waschgang, Goldgruben in der Zirknitz, in der Kleinen und Großen Fleiß). Die Goldquarzgänge treten vor allem im Zentralgneis auf, greifen aber auch in die Schieferhüllgesteine über. Aber nicht nur den Goldquarzgängen ist man bergmännisch nachgegangen, auch in den Bächen wurde Gold gewaschen.

### **Die Altkristallinkomplexe und die Gurktaler Decke**

Südlich und östlich des Tauernfensters liegen die ausgedehnten Kristallinkomplexe der Kreuzeckgruppe und des westlichen Nockgebietes. Im östlichen Nockgebiet und Mittelkärntner Raum wird das Altkristallin von der oberostalpinen Gurktaler Decke überlagert, erst im NE des Landes, in der Saualpe und Koralpe, kommt das Altkristallin wieder hervor.

Diese Altkristallinkomplexe werden nach den deckentektonischen Vorstellungen von TOLLMANN zur großtektonischen Einheit des Mittelostalpins gestellt. Dieses Mittelostalpin hat TOLLMANN erstmals im Nockgebiet (Bereich Eisentalhöhe–Pfannock) auf Grund seiner Untersuchungen in diesem Raum postuliert. Gerade in diesem Bereich wird aber heute auf Grund von Neuuntersuchungen das Mittelostalpin sehr in Frage gestellt.

Die Altkristallinkomplexe bestehen fast durchwegs aus polymetamorphen Gesteinen, d. h. aus Kristallingesteinen, die mindestens eine alpidische und eine variszische Metamorphose mitgemacht haben, so daß es sich altersmäßig dabei um zumindest altpaläozoische Gesteine handelt. Teilweise, vor allem innerhalb des Saualpenkristallins, werden auch präkambrische Ausgangsgesteine vermutet. Ausgangsgesteine für die verschiedenen Phyllite und Glimmerschiefer sind feinkörnige klastische Sedimente, für Paragneise gröbere Klastika, für Marmore Karbonatsedimente und für die verschiedenen Orthogneise granitische Gesteine.

#### **Altkristallin der Kreuzeckgruppe**

Zu diesem Altkristallinzug gehören auch die nördlichen Teile der Gold-eckgruppe sowie der Sadniggruppe. Es handelt sich um einen Altkristallinzug, der etwa von Spittal/Drau südlich des Tauernfensters nach Westen zieht und seine Fortsetzung in der Schobergruppe findet.

Der Nordteil (Polinik – Sadnig) wird im wesentlichen von Paragneisen mit eingeschalteten Eklogit amphiboliten aufgebaut, im Südabschnitt domi-

nieren dagegen Granatglimmerschiefer mit einzelnen Orthogneiseinschaltungen (Wildhorn). Interessant sind die jungalpidischen Ganggesteine, die an verschiedenen Stellen das Altkristallin durchschlagen. Es handelt sich einerseits um saure (Quarzporphyrite), andererseits um basische Gänge (basaltische Andesite der Shoshonitreihe) mit einem radiometrischen Alter von 24 bis 32 Millionen Jahren (bestimmt nach der K/Ar- und Rb/Sr-Methode), d. h. die Gesteine intrudierten im Oligozän (Tertiär). Im Kristallin der Kreuzeckgruppe treten auch zahlreiche Vererzungen auf, die vor allem im Mittelalter Anlaß zu reger Bergbautätigkeit gaben. Wirtschaftlich interessant waren besonders die edelmetallführenden Kiesvererzungen (mit Au, Ag, Cu, Pb, Zn), z. B. Dechant, Goldgrubenscharte, Assalm, Strieden, Fundkofel, sowie die Antimonvererzungen im Süden der Kreuzeckgruppe (Rabant, Laßnig), die ebenfalls Gold führen (Au an Arsenkies gebunden).

Daneben finden sich noch interessante Quecksilbermineralisationen (Glatschach bei Dellach), Eisenspatvererzungen (Raggaalm) und Magnetitmineralisationen. Die Pb-Zn-Vererzungen bei Dellach/Drautal liegen bereits in Triasgesteinen des Drauzuges, die hier nach Norden über die Drau übergreifen und mit dem Kristallin der Kreuzeckgruppe z. T. verschuppt sind.

### **Altkristallin des westlichen und südwestlichen Nockgebietes**

Diese Altkristallinzone zieht von der Innerkrems über die Millstätter Alpe, das Mirnockmassiv und die Ossiacher Tauern bis in den Raum westlich von Klagenfurt (Kreuzbergl). Dieses Altkristallin wird untergliedert in die Priedröfserie im N, die Radentheiner Serie und die Millstätter Serie im Süden.

Die **Priedröfserie** (Innerkrems – Rosenock – Priedröf) besteht aus polymetamorphen Paragneisen (Paragneise sind durch Metamorphose von klastischen Sedimenten entstanden) und Glimmerschiefern mit eingeschalteten Orthogneisen (Orthogneise sind durch Metamorphose von granitischen Gesteinen entstanden), z. B. Priedröfgneis im Bereich Priedröf-Wiesernock und Bundschuhgneis im Bereich Innerkrems.

Die **Radentheiner Serie** umfaßt das Kristallin der Millstätter Alpe und besteht aus verschiedenen Granatglimmerschiefertypen (mit bis zu mehreren cm großen Granaten), teilweise mit Disthen und Staurolith. Eingeschaltet sind Amphibolite und Hornblendegarschiefer. In dieser Serie liegt auch die Magnesitlagerstätte Radenthein. Die Radentheiner Serie zeigt im Gegensatz zu den anderen beiden Serien nur eine Metamorphose (alpidisch). Im Süden (zwischen Drautal und Millstätter Alpe, Mirnock – Oswaldiberg) folgt die **Millstätter Serie** (Liesergneisserie), eine polymetamorphe Gneis-Glimmerschiefer-Serie mit eingeschalteten tremolithhaltigen Kalkmarmoren (bei Gummern und im Krastal in großen Steinbrüchen abgebaut) und Granatamphiboliten. Charakteristisch für die Millstätter Serie ist eine pegmatitische Durchschwärmung von der Lieserschlucht bis in den Raum von Villach. Diese Pegmatite sind sehr mineralreich, führen u. a. Turmalin, Beryll, Apatit, Spodumen und seltene Nb- und Ta-Mineraie (Tapiolit, Columbit). Bei Spittal/Drau wird der Pegmatit zur Gewinnung der Feldspäte auch wirtschaftlich genutzt.

Das Altkristallin zieht in Form eines „Halbfensters“ bis in die Gegend von Klagenfurt. Es handelt sich um Ausläufer der Millstätter Serie in Form von Glimmerschiefern und phyllitischen Glimmerschiefern mit mächtigeren Marmorzügen (Töschling, Pörttschach) und Pegmatiteinschaltungen (nördlich von Moosburg).

Im Osten liegen auf dem Altkristallin in Form eines schmalen Streifens, der ungefähr vom Grünleitennock nach S bis in die Gegend südlich von Bad Kleinkirchheim zieht, schwach metamorphe permomesozoische Sedimente, die als „Stangalm mesozoikum“ zusammengefaßt werden.

### **Altkristallin östlich der Gurktaler Decke (Sausalpen- und Koralpenkristallin)**

Die beiden N-S-gerichteten, aus Altkristallin aufgebauten Gebirgszüge der Sausalpe und Koralpe bestehen aus zwei tektonischen Deckeneinheiten, deren Entstehung bereits voralpidisch erfolgte. Die tiefere Decke (Stubalpendecke) besteht aus mesozonalen Kristallingesteinen, die darüber liegende Sausalpendecke dagegen zeigt einen deutlich höheren (katzonalen) Metamorphosegrad.

Gesteine der Stubalpendecke kommen beispielsweise im Wolfsberger Fenster oder im Klieningfenster unter der darüber liegenden Sausalpendecke zum Vorschein. Es sind vor allem Granitgneise und Augengneise sowie Granatglimmerschiefer. Die wichtigsten Gesteinstypen der fernüberschobenen Sausalpendecke sind verschiedene Typen von Glimmerschiefern (Granat-, Disthen-, Staurolithglimmerschiefer) und Gneisen (Platten-, Flasergneise), Eklogite, Amphibolite, Eklogitamphibolite, Marmor und Pegmatite.

Die Kristallinabfolge der Sausalpendecke wurde in einzelne Serien untergliedert:

Von unten nach oben sind es die (1) Stelzinger-Marmor-Serie mit Schiefergneisen und eingelagerten Marmorzügen, darüber folgt die (2) Eklogitserie, die aus einer Wechsellagerung von Disthenflasergneishorizonten und drei Schiefergneiszügen besteht. Darin eingeschaltet sind linsenförmige Eklogitkörper und Kalksilikathorizonte mit Bytownit- und Diopsidfels. Die (3) Injektionsglimmerschieferserie besteht aus Granatglimmerschiefern, die von zahlreichen, bis dm-mächtigen Pegmatiten durchschwärmt werden. Nach oben folgt die (4) Hüttenberger Serie mit verschiedenen Glimmerschiefern und mächtigen, teilweise vererzten Marmor- und zahlreichen Pegmatiteinschaltungen. Ein sehr buntes Spektrum zeigt die (5) Plankogelserie (Granatglimmerschiefer, z. T. mit Staurolith und Disthen, mit eingeschalteten Serpentiniten, Manganquarziten, Amphiboliten und Marmoren). Die (6) Zosener-Marmor-Serie ist eine bis 800 m mächtige Abfolge aus diversen Glimmerschiefern mit zahlreichen eingelagerten Marmorzügen. Charakteristisch für die (7) Kräupinger Serie sind dagegen die zahlreichen in Granatglimmerschiefer eingeschalteten Amphibolitzüge. Die auflagernde (8) Waitschacher Serie ist wiederum durch zahlreiche in Granat- und Staurolithglimmerschiefer eingeschaltete Marmorzüge gekennzeichnet.

Diese kurze, stichwortartige Aufzählung zeigt bereits die komplexe Gesteinszusammensetzung des Sausalpen- und Koralpenkristallins. Dazu kommt noch eine komplizierte, mehrphasige tektonische Überprägung, außerdem haben die Gesteine mehrere Metamorphosen mitgemacht.

Bekannt ist die Sausalpe vor allem auf Grund ihres Mineralienreichtums. Beispielsweise wurden die Minerale Karinthin (Hornblendevarietät) und Zoisit (syn. Sausalpit) erstmals von der Sausalpe, die Minerale Löllingit (Arsenikeisen,  $\text{FeAs}_2$ ) und Kahlerit (Uranylarsenat, benannt nach Prof.

KAHLER) erstmals vom Hüttenberger Erzberg beschrieben, ebenso das Gestein Eklogit, ein hochmetamorphes Gestein mit hoher Dichte ( $D = 3,5$ ), das hauptsächlich aus Omphazit (Klinopyroxen) und Granat zusammengesetzt ist.

Allein vom Hüttenberger Erzberg sind von MEIXNER weit über 100 Minerale beschrieben worden. Ein Anziehungspunkt für Mineraliensammler sind besonders die verschiedenen Fundstellen auf der Saualpe selbst (z. B. Prickler Halt, Gertrusk, Grafenzeche), wo vor allem in Pegmatiten und Klüften der Eklogitgesteine interessante Mineralparagenesen bekannt sind.

Von wirtschaftlicher Bedeutung war vor allem der „Hüttenberger Erzberg“ (heute Schaubergwerk). Abgebaut wurde Siderit (zuletzt 240.000 t/Jahr) mit Fe-Gehalten bis zu 37%; der Abbau erstreckte sich über einen Zeitraum von fast 2500 Jahre, 1978 wurde der Bergbau geschlossen. Eisenspatvererzungen finden sich beispielsweise auch in den Marmorzügen in der Umgebung von Friesach, wo im Mittelalter ebenfalls ein reger Bergbau umging. Abgebaut wurden Fahlerz und Bleiglanz, um daraus Edelmetalle, vor allem das Silber, zu gewinnen. Als einziger heute noch in Betrieb stehender Bergbau sei die Eisenglimmer-(Hämatit-)lagerstätte Waldenstein an der Packer Bundesstraße genannt. Vor kurzem wurde auf der Koralpe eine bedeutende Lithiumlagerstätte in einem mächtigen Pegmatit entdeckt. Das Lithium ist im Mineral Spodumen (Li-Pyroxen) enthalten. Dieses Vorkommen wird zur Zeit bergmännisch aufgeschlossen. Daneben stand vor allem im Mittelalter eine Reihe von Sulfidvererzungen im Abbau, im oberen Lavanttal wurde auch nach Gold geschürft. Bei St. Leonhard/Saualpe wurde ein Pegmatit zur Gewinnung von großen Glimmern (Muskowit) abgebaut.

### Gurktaler Decke

Die oberostalpine Gurktaler Decke liegt auf den zuvor genannten Altkristallinkomplexen und reicht etwa von der Linie Innerkrems – Oberwölz (Stmk.) – Hüttenberg zurück bis in das Karawankenvorland der Ostkarawanken. Sie zeigt einen komplizierten internen Bau, besteht aus zwei Teildecken, einer tieferen (Murauer Decke) und einer höheren (Stolzalpendecke).

Die tiefere Decke, *Murauer Decke*, besteht aus epizonal metamorphen altpaläozoischen Gesteinen (ordovizische Metavulkanite, silurische Phyllite, Kieselschiefer und Marmore sowie devonische Marmore, Dolomite und Kalke, z. B. Grebenzenkalke).

Die darüber liegende, nur ganz schwach metamorph (anchimetamorph) überprägte *Stolzalpendecke* besteht aus einer altpaläozoischen Serie mit Gesteinen vom Ordovizium (Schieferkomplex mit eingeschalteten basischen Vulkaniten), Silur (Tonschiefer, Quarzite, Kieselschiefer, vereinzelt Karbonatlagen mit Conodonten) und Devon (Schiefer mit Kalklagen,



in der Umgebung von Althofen hauptsächlich Kalke). Die zeitliche Einstufung dieser Serie erfolgte mit Hilfe von Conodonten. Über diesem Altpaläozoikum folgen nach einer größeren Schichtlücke, verursacht durch die variszische Orogenese im Karbon, postorogene Molassesedimente. Nach der variszischen Orogenese setzt die Sedimentation am NW-Rand der Gurktaler Decke bereits im obersten Karbon ein. Dort sind über 400 m mächtige, fluviatile, quarzreiche graue Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer mit reichlich enthaltenen Pflanzenfossilien zur Ablagerung gelangt. Im SE der Gurktaler Decke setzt dagegen die Sedimentation, ähnlich wie in den Gailtaler Alpen, erst im unteren Perm ein, und zwar in Form von hauptsächlich rot gefärbten Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern, die im Gegensatz zum Oberkarbon, wo das Klima noch humid war, unter zunehmend ariden, wüstenhaften Bedingungen abgelagert wurden. Aus dem tiefsten Teil dieser Abfolge sind von mehreren Stellen fossile Pflanzenreste bekannt (Ulrichsberg, Christofberg, St. Pauler Berge). Innerhalb des Unterperms kommt es im SE der Gurktaler Decke zu stärkerer vulkanischer Tätigkeit, was durch bis zu 60 m mächtige Tuffe und Tuffite (z. B. Christofberg, St. Pauler Berge) markiert wird. In der untersten Trias dringt allmählich die Tethys bis in diesen Raum vor, der allmählich vom Meer überflutet wird, so daß in der Trias zunehmend Karbonatgesteine zur Ablagerung gelangten. Dabei zeigt die Trias in der Gurktaler Decke (Krappfeldtrias, Trias der St. Pauler Berge) eine ganz ähnliche Entwicklung wie in den Gailtaler Alpen oder Nordkarawanken. Zwischen Krappfeld und Görtschitztal folgen über den Triassedimenten mit einer großen Schichtlücke (als Folge einer alpidischen Faltungsphase) die Sedimente der Krappfeld-Gosau mit einer Schichtfolge, die von der Oberkreide (bis 2000 m mächtige, kalkig-mergelige Flyschsedimente, d. h. Ablagerungen tieferen Wassers) bis in das Alttertiär reicht (eozäne Mergel und fossilreiche Nummulitenkalke, Nummuliten sind große Foraminiferen, die im Volksmund auch „steinerne Linsen“ genannt werden). Kreidemergel und Nummulitenkalke werden in der Umgebung von Wietersdorf und Klein St. Paul in großen Steinbrüchen abgebaut und finden für die Zementherstellung Verwendung.

## **Gailtaler Alpen, Karnische Alpen, Karawanken**

### **Gailtaler Alpen (Drauzug)**

Die Gailtaler Alpen mit ihrer westlichen Fortsetzung in die Lienzer Dolomiten bestehen aus einem kristallinen Grundgebirge („Gailtalkristallin“) und einer auflagernden permomesozoischen Sedimentabfolge. NW von Nötsch ist auch Karbon aufgeschlossen. Im Norden des Drauzuges, im Bereich Stockenboi, bilden schwach metamorphe altpaläozoische Gesteine (hauptsächlich Phyllite) die Unterlage.

Das Gailtalkristallin besteht aus drei polymetamorphen tektonischen Einheiten, einer nördlichen Granatglimmerschieferzone, einer süd-

lichen Staurolith-Granatglimmerschiefer-Zone und einer diese beiden Einheiten trennenden Phyllonitzone. Vereinzelt wird das Kristallin, ähnlich wie in der Kreuzeckgruppe, von jungen Ganggesteinen in Form der sog. Malchite (dunkel-grüngrau, hauptsächlich aus Hornblende und Plagioklas bestehend) und Tonalite durchschlagen.

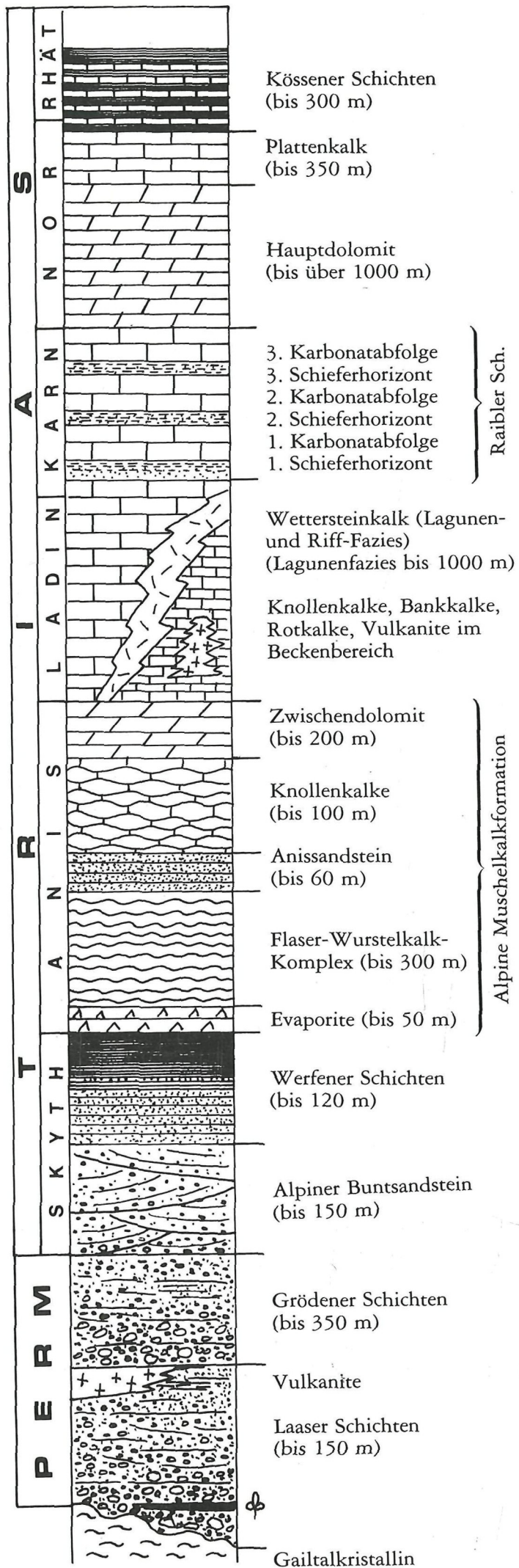
Im SE des Drauzuges ist zwischen Gailtalkristallin und dem Karbon von Nötsch ein dünner, ca. 8 km langer, tektonisch stark deformierter Granitzug eingeschaltet. Nördlich an diesen Granitzug schließen unmittelbar die ältesten Sedimente des Drauzuges an, und zwar in Form des Karbon von Nötsch, das sich vom Nötschgraben rund 8 km nach Westen bis zur Ortschaft Matschiedl erstreckt. Dieses Karbonvorkommen ist allseits tektonisch begrenzt und vermutlich zwischen den Granitzug im S und die Permotrias im N tektonisch eingeschuppt worden. Das seit 1807 bekannte Karbon von Nötsch ist vor allem auf Grund seiner teilweise reichen Makrofossilführung (Brachiopoden, Korallen, Trilobiten u. a.) berühmt. Es ist durchwegs aus marinen klastischen Sedimenten zusammengesetzt und wird in drei Formationen untergliedert: in die Erlachgrabenformation im N, bestehend aus Konglomeraten, Sandsteinen sowie z. T. stark fossilführenden Siltsteinen und Tonschiefern; in die Badstubbreccie, ein grobklastisches Sediment, das überwiegend aus Amphibolitgeröllen zusammengesetzt ist und auf Grund seiner hohen Festigkeit in einem Steinbruch als Hartstein zur Splitterzeugung abgebaut wird, sowie die Nötschformation, die ähnlich wie die Erlachgrabenformation aufgebaut ist, wobei in den feinkörnigen Abfolgen stellenweise ebenfalls reichlich Fossilien zu finden sind.

Generell setzt jedoch in den Gailtaler Alpen über dem kristallinen Untergrund die Sedimentation erst mit dem Unterperm ein (siehe Abb. 4). Dieses besteht aus rot gefärbten kontinentalen Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern, die unter semiariden Klimabedingungen auf riesigen flachen alluvialen Schuttfächern und in abflußlosen Becken (Playas) sedimentiert wurden. N von Kötschach konnten im tieferen Teil dieser Abfolge fossile Pflanzenreste gefunden werden. Den Abschluß dieser Sedimentabfolge bilden vereinzelt saure Tuffe, die teilweise als Ignimbrite (Glutwolkenabsätze) entwickelt sind und auf vulkanische Aktivität zu dieser Zeit hinweisen.

Über diesen unterpermischen Sedimenten und Vulkaniten folgen meist grobklastische, selten feinklastische, ebenfalls rot gefärbte Ablagerungen (Grödener Schichten), die unter wüstenhaften Bedingungen sedimentiert wurden und überwiegend aus vulkanischen Geröllen zusammengesetzt sind, die aus den darunter liegenden Vulkaniten stammen. Die kontinentale fluviatile Sedimentation reicht mit dem Alpenen Buntsandstein bis in die Untertrias, wobei es innerhalb des Alpenen Buntsandsteins jedoch schon vereinzelt zu marinen Transgressionen kommt. Anschließend führt eine weit ausgreifende Transgression (Überflutung) des Tethysozeans zur

Abb. 4:

Säulenprofil durch die Permotriasabfolge des Drauzuges (teilweise nach BECHSTÄDT et al. 1976, Geol. Rdsch. 65, Abb. 4, und BECHSTÄDT 1978, Jahrb. Geol. B.-A. 121, Abb. 6a).



Entstehung flachmariner, teilweise fossilführender Sedimente (Werfener Schichten), die zunächst noch stark klastisch entwickelt sind und nach oben in evaporitische Gesteine (Dolomite, Magnesit, Gips) überleiten. Diese klastische und evaporitische Sedimentation wird schließlich von einer flachmarinen Karbonatsedimentation abgelöst, es baut sich in der tieferen Mitteltrias eine Karbonatplattform eines weit ausgedehnten Schelfmeeres auf (Flaser-Wurstelkalk-Folge).

Verstärkte Bodenunruhen führen in der Folge zu einem ersten Zerbrechen dieser Karbonatplattform, durch Bruchtektonik kommt es zu einer stärkeren Faziesdifferenzierung in Becken- und Hochbereiche mit entsprechender Sedimentation (Knollenkalke in den Beckenbereichen, Flachwasserkarbonate in den Hochbereichen). Eine zweite tektonische Phase in der höheren Mitteltrias führt zu einem erneuten Zerbrechen der inzwischen wiederaufgebauten Karbonatplattform. In den herausgeformten Beckenbereichen gelangen Plattenkalke, Bankkalke und Rotkalke, an der Dobratschsüdseite auch Vulkanite zur Ablagerung, während in den Hochbereichen Lagunen- und Riffsedimente des Wettersteinkalks entstehen.

Ausgelöst durch eine dritte tektonische Phase zu Beginn der Obertrias, folgen über dem Wettersteinkalk flachmarine Sandsteine und Tonschiefer des 1. Raibler Schieferhorizontes, was auf eine starke klastische Einschüttung vom Land her zurückzuführen ist. Diese bis zu ca. 50 m mächtige klastische Folge geht dann allmählich in flachmarine Karbonatsedimente der 1. Raibler Karbonatabfolge über. Dieser Wechsel von klastischen Sedimenten und darüber liegenden Karbonaten wiederholt sich insgesamt dreimal, so daß die Raibler Schichten mit ihrer Gesamtmächtigkeit von max. ca. 280 m aus drei klastischen Horizonten (1., 2. und 3. Raibler Schiefer) und jeweils darüber folgenden Karbonathorizonten (1., 2. und 3. Raibler Karbonatabfolge) aufgebaut sind.

Über den Raibler Schichten kann sich infolge nachlassender Bodenunruhen eine breite, flache Lagune mit entsprechenden Lagunensedimenten (Hauptdolomit, Plattenkalk) aufbauen. Die darüber folgenden, bis max. etwa 300 m mächtigen Kössener Schichten, zusammengesetzt aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern, Mergeln und teilweise fossilreichen Kalkbänken, zeigen wieder stärkere Sedimentationsunruhen an. Die Kössener Schichten leiten bereits zur Tiefseesedimentation des Juras über.

Während in den Gailtaler Alpen die Schichtfolge nur bis in die Kössener Schichten hinaufreicht, sind in den Lienzer Dolomiten auch noch Jura- und Unterkreidesedimente vor der Erosion erhalten geblieben.

Der tektonische Bau der Gailtaler Alpen ist gekennzeichnet durch einen ausgeprägten engen alpidischen Faltenbau sowie durch eine Reihe von hauptsächlich NW–SE und N–S verlaufenden Brüchen und Störungen (Abb. 5).

Von großer wirtschaftlicher Bedeutung sind die Blei-Zink-Vererzungen, die in den obersten 120 m des Wettersteinkalkes und in den Karbonatab-

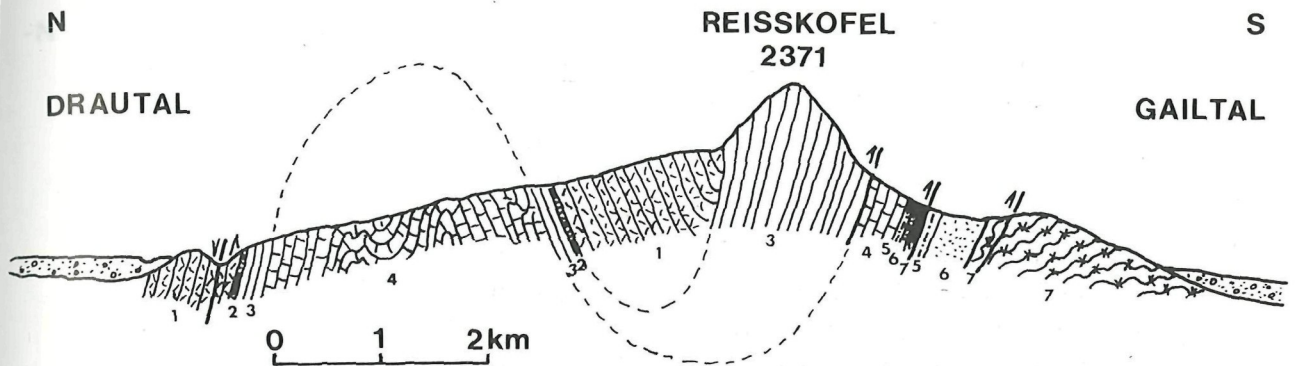


Abb. 5: Profil durch die Gailtaler Alpen im Bereich des Reißkofel (umgezeichnet und vereinfacht nach TOLLMANN, 1977, Abb. 190): 1 Hauptdolomit (Nor), 2 Raibler Schichten (Karn), 3 Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin), 4 Alpine Muschelkalkformation (Anis), 5 Werfener Schichten (Skyth), 6 Alpiner Buntsandstein (Skyth) und Grödener Schichten (Perm), 7 Gailtalkristallin.

folgen der Raibler Schichten auftreten und im Raum Bleiberg-Kreuth seit mindestens 600 Jahren beschürft werden (Zink wird allerdings erst seit etwa 1875 abgebaut). Von den rund 50 Mineralen, die aus dem Bergbau Bleiberg-Kreuth bekannt sind, verdient besonders ein Mineral Erwähnung, welches Freiherr v. WULFEN 1785 erstmals aus Bleiberg als „Kärntnerischen Bleyspat“ beschrieben hat. Es handelt sich hierbei um den später ihm zu Ehren genannten Wulfenit.

Die Pb-Zn-Vererzungen sind jedoch nicht nur auf den Raum Bleiberg-Kreuth beschränkt, sondern ziehen über das Windische Alpl weiter nach W bis zum Revier Mitternock, wo ehemals zahlreiche Abbaue in Betrieb standen. Weitere Abbaureviere finden sich im Bereich der Jauken (N von Kötschach) und im Bereich Rubland.

### Karnische Alpen

Die Karnischen Alpen werden im wesentlichen aus stark differenzierten, vielfach fossilreichen und diagenetisch bzw. metamorph kaum überprägten paläozoischen Gesteinen aufgebaut, nur im Gebiet des Gartnerkofels liegen auf dem Paläozoikum kleinere Vorkommen mesozoischer Gesteine (Abb. 6).

Die ältesten fossilbelegten Gesteine der Karnischen Alpen werden in das höhere Ordovizium eingestuft. Es handelt sich überwiegend um marine siliziklastische Sedimente (Sandsteine, Grauwacken, Quarzite), untergeordnet um fossilreiche Kalke.

Das Silur ist gekennzeichnet durch stärkere Bodenunruhen und eine damit verbundene teilweise starke Absenkung des Ablagerungsraumes. Es überwiegen Sedimente (Kalke) etwas tieferen Wassers, in den tiefsten Bereichen kommt es zur Sedimentation von Graptolithenschiefern. Charakteristisch für die Kalkentwicklung sind ihr Fossilreichtum (u. a. Nautiloideen, Trilobiten, Brachiopoden, Crinoiden, Bivalven und Mikrofossi-

lien, vor allem Conodonten\*, Foraminiferen, Acritarchen) und die geringe Mächtigkeit („Hungersedimentation“). Im Extremfall ist das gesamte Silur, das rund 27 Millionen Jahre dauerte, auf wenige m beschränkt. Auch das Devon ist gekennzeichnet durch eine starke Faziesdifferenzierung als Ausdruck anhaltender Bewegungen des Meeresbodens mit rasch ändernden Sedimentationsverhältnissen. Die Fazies reicht von bis zu über 1000 m mächtigen Flachwasserkarbonaten (Riff- und Lagunenkalke, z. B. im Bereich der Kellerwand) über pelagische Schwellenkalke bis zu hochpelagischen Tiefwassersedimenten in Form von Graptolithenschiefern, die vom Silur bis in das Devon hinaufreichen. Die Karbonatentwicklung des Devon reicht stellenweise bis in das Unterkarbon.

Im unteren Karbon setzt erneut eine starke Bruchtektonik ein („sudetische Phase“ der variszischen Orogenese), es kommt zur Herausbildung eines Tiefseetrog, der mit über 1000 m mächtigen Flyschsedimenten (hauptsächlich Tonschiefer und Sandsteine, z. T. auch vulkanische Gesteine) aufgefüllt wird („Hochwipfelschichten“).

Im Anschluß daran erfolgt im höheren Westfal (Oberkarbon) die variszische Hauptorogenese („asturische Phase“), es kommt zu Steilstellungen, Faltungen und Deckenüberschiebungen, es entsteht ein Orogen (Gebirge). Anschließend setzt im Oberkarbon Grabenbruchtektonik ein, der Abtragungsschutt des variszischen Gebirges wird in die Gräben und Vorsenken transportiert, es werden fluviatile und flachmarine Molassesedimente („Auernigschichten“) abgelagert, die aus einem Wechsel von Konglomeraten, Sandsteinen, pflanzenführenden Tonschiefern und fossilreichen Kalken bestehen.

Diese Sedimentation dauert bis in das Unterperm an, wobei zunehmend Kalke abgelagert werden, örtlich kommt es sogar zur Ausbildung von Riffen (Trogkofel). Erst im Oberperm stabilisiert sich der Untergrund, und es baut sich ein stabiler Schelf mit Flachwasserkarbonaten auf. Diese Entwicklung hält bis in die Untertrias an, in der Mitteltrias kommt es ähnlich wie in der ostalpinen Trias zu einem Zerbrechen der Karbonatplattform, verbunden mit Faziesdifferenzierung (Flachwasser- und Beckensedimente, z. T. Konglomerate und geringmächtige Vulkanite, die auf der Kammleiten schön aufgeschlossen sind). In der höheren Mitteltrias entwickeln sich wieder hauptsächlich Flachwasserkarbonate, die in den Karnischen Alpen nur im Bereich des Gartnerkofels aufgeschlossen sind (der Gipfel des Gartnerkofels wird aus solchen Gesteinen aufgebaut, Abb. 6).

---

\* Conodonten sind zahnähnliche, aus Calciumphosphat bestehende Mikrofossilien unsicherer systematischer Stellung.

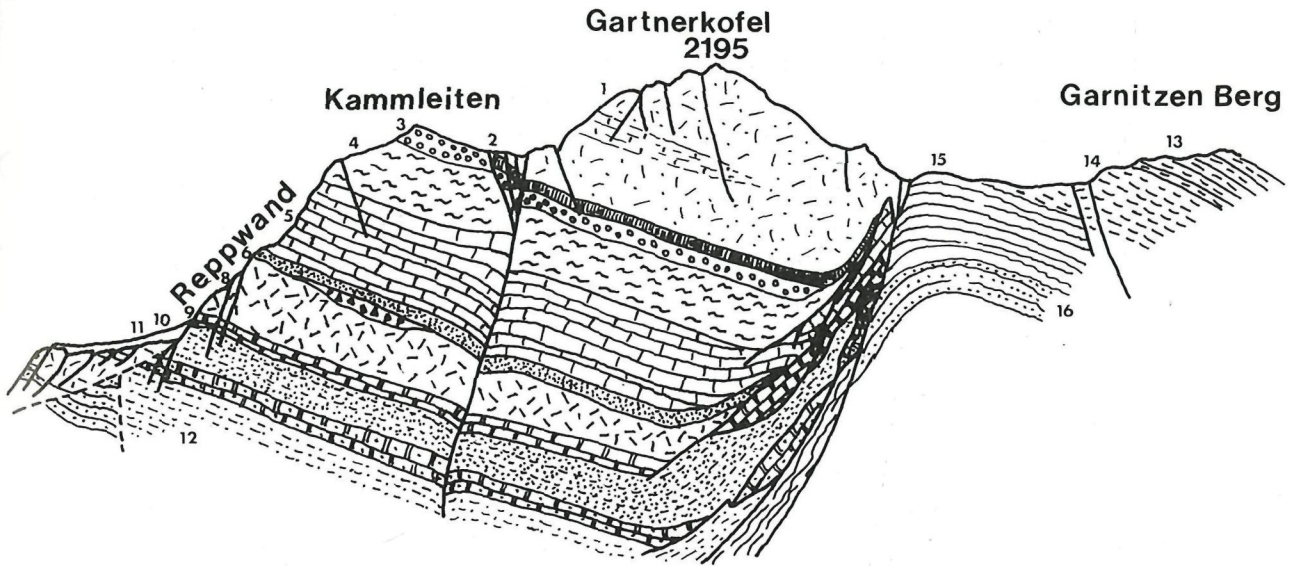


Abb. 6: Profil durch den Gartnerkofel (umgezeichnet und vereinfacht nach SCHÖNLAUB, 1979, Abb. 32): 1 massiger Schlerndolomit, mit gebankten Kalken eingeschaltet (Ladin), 2 Aniskarbonate mit Tuffhorizont, 3 „Muschelkalkkonglomerat“ (Anis), 4 Werfener Schichten (Skyth), 5 Bellerophonschichten (Zechstein), 6 Grödener Schichten (Oberes Rotliegendes – Zechstein), 7 Tarviser Breccie (Oberes Rotliegendes), 8 Trogkofelkalk (Unteres Rotliegendes), 9 Oberer Pseudoschwagerinenkalk (Unteres Rotliegendes), 10 Grenzlandbänke (Unteres Rotliegendes), 11 Unterer Pseudoschwagerinenkalk (Unteres Rotliegendes), 12–16 Auernigschichten (Oberkarbon).

## Karawanken

Im Gegensatz zu den Karnischen Alpen sind die Karawanken hauptsächlich aus mesozoischen Gesteinen (Trias) aufgebaut. Die Karawanken zeigen einen tektonisch komplizierten und vom Gesteinsbestand her sehr vielfältigen Bau, nicht zuletzt auch deshalb, weil das Periadriatische Lineament (Grenze zwischen Süd- und Ostalpen) quer durch die Karawanken verläuft (etwa vom Matschacher Gupf quer durch das Hochtal von Windisch Bleiberg über den Eselsattel, Meleschniksattel, entlang des Remschenigtales in östlicher Richtung weiter nach Jugoslawien).

Die nördlich der Periadriatischen Naht liegenden Einheiten sind die Nordkarawanken und der Eisenkappler Aufbruch (Abb. 7). Die Nordkarawanken bilden die östliche Fortsetzung des Drauzuges und weisen auch eine dem Drauzug entsprechende Schichtfolge auf. Im Gegensatz zu den Gailtaler Alpen sind aber in den Nordkarawanken noch kleine Vorkommen von Jura und Neokom (Unterkreide) erhalten, und zwar in den Basisschuppen am Nordrand der östlichen Karawanken, z. B. beim Wildensteiner Wasserfall. Es sind hauptsächlich rot gefärbte, teilweise mikrofossilreiche Kalke sowie Radiolarienkieselkalke, also Ablagerungen tieferen Wassers.

In den Nordkarawanken erlangten die ausgedehnten Pb-Zn-Vererzungen wirtschaftliche Bedeutung, die wie in den Gailtaler Alpen vor allem an den obersten Wettersteinkalk gebunden sind und im Bereich Windisch Bleiberg (eingestellt 1905), Hochobir (zuletzt im 2. Weltkrieg) und Petzen (eingestellt 1930) in zahlreichen Abbauen gewonnen wurden.

Östlich des Schaidasattels folgt nördlich des Periadriatischen Lineaments noch der Eisenkappler Aufbruch (Abb. 7). Dieser besteht von N nach S aus folgenden Einheiten: Eisenkappler Diabaszug, Karawankengranit, Altkristallin, Tonalitgneis.

Der Eisenkappler Diabaszug besteht aus einer Abfolge von Tonschiefern, Grauwacken, Tuffen und Pillow-(Kissen-)laven, die in der Ebriachklamm im Bereich des Steinbruches sehr schön aufgeschlossen sind. Der Karawankengranit mit seinem reichen Gangfolge ist in das Eisenkappler Altkristallin (vermutlich die Fortsetzung des Gailtalkristallins) als Pluton wahrscheinlich im Perm eingedrungen. Diese Intrusion hat zu einer kontaktmetamorphen Überprägung des Altkristallins und des Diabaszuges im Kontaktbereich geführt, was zur Bildung von Cordieritknotenschiefern, Hornfels und Migmatit führte.

Vor ca. 30 Millionen Jahren intrudierte der Karawankentonalit; er ist ebenfalls in das Altkristallin eingedrungen und hat dieses wiederum kontaktmetamorph überprägt.

Diabaszug, Karawankengranit, Altkristallin und Tonalit sind als Folge der alpidischen Tektonik heute in Form von schmalen, steil stehenden, ausgelängten Linsen in den nordvergenten Bau der Karawanken miteinbezogen (Abb. 7). Unmittelbar südlich des Periadriatischen Lineaments folgen zunächst in einem tektonisch stark gestörten, schmalen, immer wieder unterbrochenen Zug paläozoische Gesteine des Ordoviziums, Silurs, Devons und Karbons in einer ähnlichen Ausbildung wie in den Karnischen Alpen (siehe auch Abb. 7).

Der Hauptkamm der Karawanken mit seinen markanten Gipfeln besteht aus einer permotriadischen Schichtfolge in südalpiner Fazies.

Die Schichtfolge beginnt meist mit Oberperm, zunächst mit klastischen (Grödener) Schichten, dann zunehmend karbonatischen Flachwassersedimenten (Bellerophonschichten) eines breiten Schelfmeeres. Diese flache Schelfmeerentwicklung läßt sich über die Untertrias (Werfener Schichten) bis in die tiefere Mitteltrias verfolgen, wo es stellenweise zur Ausbildung von hellen, massigen Algenriffkalken kam (z. B. Kosmatica, Heilige Wand). Einsetzende synsedimentäre Bruchtektonik führt anschließend auch in der südalpinen Trias der Karawanken zum Zerbrechen der stabilen Karbonatplattform; es kommt hier zu einer stärkeren Faziesdifferenzierung und Herauentwicklung einzelner Becken mit typischen Beckensedimenten (Buchensteiner Schichten). Von Hochschollen wird Schutt in die Becken geschüttet (Konglomerate, Sandsteine), gleichzeitig kommt es zu starker vulkanischer Aktivität; vor allem östlich und westlich des Loibl-



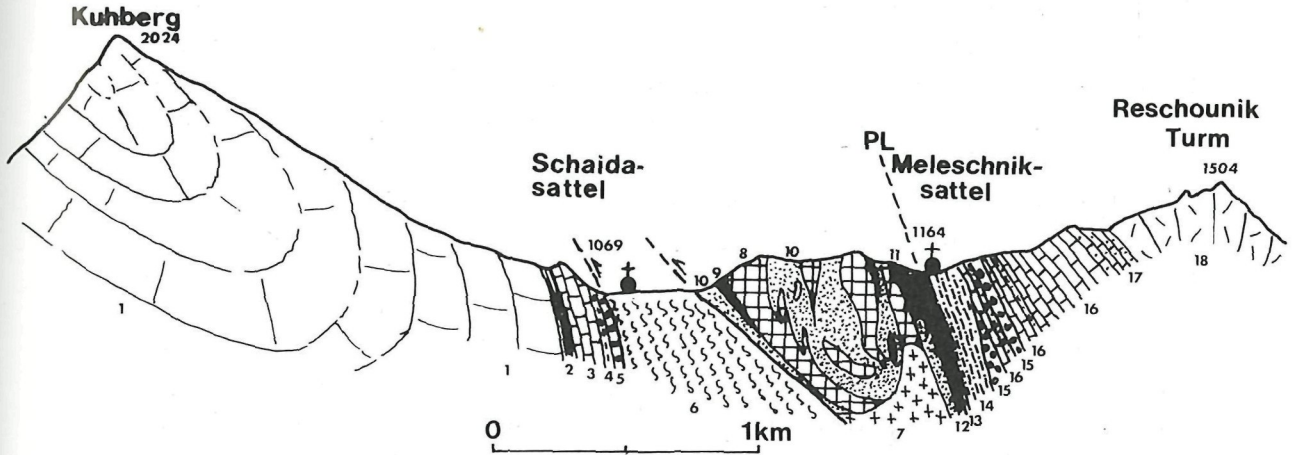


Abb. 7: Profil durch die Karawanken im Bereich des Schaidasattels östlich von Zell-Pfarr (nach F. K. BAUER, 1985, umgezeichnet): 1–5 Permotrias der Nordkarawanken (1 Wettersteinkalk, 2 Partnachschichten, 3 Muschelkalkformation, 4 Werfener Schichten, 5 Permoskythsandstein). 6–12 Eisenkappler Aufbruch (6 Tuffite und Diabase, 7 Grobkorngranit, 8 Diorit, 9 Olivinfels, 10 Cordieritknotenschiefer, 11 feinkörniger Hornblende-Plagioklas-Fels, 12 Mylonit, 13–18 Paläozoikum und Trias der Südkarawanken (13 grauer altpaläozoischer Kalk, 14 Tonschiefer und Sandsteine des Unterkarbon, 15 Grödener Schichten, 16 Kalke und Dolomite des Anis, 17 Buchensteiner Schichten, 18 Schlerndolomit). PL = Periadriatisches Lineament.

passes wurden bis zu über 100 m mächtige andesitische Laven gefördert. Erst in der höheren Mitteltrias und Obertrias können sich wieder mächtigere Flachwasserkarbonatplattformen mit Lagunensedimenten, vereinzelt auch mit Riffsedimenten, aufbauen (bis zu 700 m mächtiger Schlerndolomit, bis zu 1000 m mächtiger Dachsteinkalk), die die mächtigen Wände von Koschuta, Vertatscha, Hochstuhl oder Mittagkogel bilden. Jüngere (jurassische) Sedimente sind in den Südkarawanken nicht erhalten.

### Tertiärfüllungen des Lavanttaler und Klagenfurter Beckens sowie des Karawankenvorlandes

Im Jungtertiär, als die Alpen teilweise bereits herausgefaltet waren, setzte damit auch die Abtragung des Gebirges ein; der Schutt wurde in die inneralpinen Becken und das Alpenvorland transportiert.

Das Lavanttaler Becken ist durch junge Bruchtektonik entstanden. An ungefähr N–S verlaufenden Brüchen erfolgte zwischen Saualpe und Koralmpe eine starke Einsenkung, die mit bis zu 1000 m mächtigen Tertiärsedimenten (Miozän) aufgefüllt wurde.\* Die Sedimentation begann

\* Das Miozän wird vom älteren zum jüngeren in folgende Stufen untergliedert: Eggenburg(ien), Ottnang(ien), Karpat(ien), Baden(ien), Sarmat(ien), Pannon(ien), Pont(ien).

vor ca. 20 Millionen Jahren im Karpat mit wildbachartigen Schottern, die nach oben in fluviatile sandige Sedimente übergehen. Anschließend dringt von SE buchtartig das Meer in das Lavanttaler Becken ein, was durch eine reiche Foraminiferenfauna und durch marine Makrofossilien (u. a. Korallen, Austern) in den feinklastischen Sedimenten belegt ist. Im oberen Badenien wurde durch Heraushebung das Becken vom offenen Meer abgeschnürt, und es erfolgte eine Aussüßung. Im Untersarmat dringt dann nochmals das Meer vor, bis dann im Obersarmat durch eine starke Heraushebung besonders der Koralpe und Karawanken es zu einer endgültigen Abschnürung vom offenen Pannonischen Meer kommt. Im Obersarmat und Pannon werden fluviatile Schotter und Sande sowie limnische Tone sedimentiert. Besonders in den limnischen Sedimenten sind innerhalb der gesamten Tertiärabfolge immer wieder Braunkohleflöze entwickelt, die bei St. Stefan bis 1968 abgebaut und hauptsächlich zur Energiegewinnung im Dampfkraftwerk St. Andrä genützt wurden. Der Basalt von Kollnitz dokumentiert auch vulkanische Tätigkeit im Jungtertiär des Lavanttaler Beckens (analog dem jungtertiären Vulkanismus in der Oststeiermark). Dieser Basalt wird in einem Steinbruch abgebaut und findet als Hartstein (z. B. zur Gleisschotterung) Verwendung.

Im Gegensatz zum Lavanttaler Becken setzt im Klagenfurter Becken und im Karawankenvorland die tertiäre Sedimentation erst im Sarmat (vor rund 12 bis 14 Millionen Jahren) ein; hier fehlen auch marine Sedimente.

Im Bereich der Sattnitz beginnt die tertiäre Sedimentation mit den bis zu 50 m mächtigen „Penkener Kohleschichten“ an der Basis. Es handelt sich dabei um feinkörnige, überwiegend limnische Sedimente mit Braunkohleflözen, die bei Penken abgebaut wurden. Darüber liegt das bis 200 m mächtige Sattnitzkonglomerat, das den nach allen Seiten steil abfallenden Sattnitzzug aufbaut. Das Alter dieses Konglomerats ist auf Grund fehlender Fossilien nicht genau bekannt.

Im Karawankenvorland beginnt die tertiäre Sedimentation mit sarmatischen feinkörnigen Klastika in Form fluviatiler und limnischer Bildungen, in die ebenfalls Kohleflöze eingeschaltet sind (Rosenbacher-Kohle-Schichten). Nach oben wird dann die tertiäre Abfolge immer gröber und geht in Konglomerate (Bärentalkonglomerat) über. Das Gröberwerden der Sedimente ist auf die zunehmende Heraushebung der Karawanken und das damit verbundene zunehmend stärkere Relief zurückzuführen, wodurch in zunehmendem Maße grober Schutt aus den herausgehobenen Karawanken in das Vorland geschüttet wurde. Durch den anhaltenden Nordschub wurden die Karawanken nicht nur herausgehoben, sondern auch auf das Tertiär aufgeschoben, wodurch im Aufschiebungsbereich das Tertiär tektonisch stark beansprucht und steilgestellt ist (z. B. im Bärental schön zu beobachten). Diese starke Tektonik führte auch zu einem höheren Inkohlungsgrad der eingeschalteten Kohleflöze (Glanzkohle!).

Kleine Tertiärvorkommen finden sich auch innerhalb der Karawanken (z. B. Lobnig bei Eisenkappel). Diese hatten während ihrer Sedimentation eine Verbindung mit dem Karawankenvorland. Mit der Heraushebung der Karawanken wurde jedoch die Verbindung unterbrochen, und das Tertiär wurde mitgehoben, in den tektonischen Bau miteinbezogen und liegt heute in ca. 1000 m Seehöhe. Die bedeutendsten Kohlenbergbaue auf tertiäre Braun- und Glanzkohle bestanden im Bereich Penken–Turiawald (zuletzt 1927), Oberloibach (südlich von Bleiburg, zuletzt 1957 2145 t Kohle gefördert), St. Philippen/Sonnegg (östlich von Globasnitz, Schurfbau 1932 eingestellt) und vor allem in Lobnig NE von Eisenkappel (zuletzt im Jahre 1932 abgebaut, und zwar 4100 t relativ hochwertiger Kohle mit einem Heizwert von ca. 5800 kcal/kg).

## Quartär

Das Quartär umfaßt ungefähr die letzten zwei Millionen Jahre der Erdgeschichte und ist durch eine starke Klimaverschlechterung charakterisiert, die bereits im jüngsten Tertiär (Pliozän) einsetzte und im Verlauf des Quartärs zu mindestens vier großen Vereisungsphasen führte. Während des Höhepunktes der einzelnen Vereisungsphasen war Kärnten größtenteils von Gletschereis bedeckt. Die letzte Kaltzeit (Würmkaltzeit) hatte ihren Höhepunkt vor rund 20.000 Jahren. Der Draugletscher, der von seinen Hauptzubringern, dem Isel-, Möll- und Gailgletscher, große Eismassen zugeführt bekam, reichte damals bis in die Gegend von Bleiburg. Dies ist durch mächtige Seiten- und Endmoränenwälle dokumentiert. Im Bereich von Klagenfurt erreichte der Draugletscher beispielsweise eine Breite von rund 40 km bei einer Eismächtigkeit von etwa 600 m. Zwischen den einzelnen Kaltzeiten herrschten längere Perioden mit Klimaverhältnissen, wie sie etwa den heutigen entsprechen. Teilweise war es sogar etwas wärmer als heute. Diese Perioden werden als Warmzeiten (Interglaziale) bezeichnet.

Geologisch von Bedeutung ist vor allem die formende Tätigkeit des Eises. Während des Eisvorstoßes wurden die Täler, die ursprünglich als Kerbtäler entwickelt waren, durch die schürfende Tätigkeit des Gletschereises zu Trogtälern umgeformt. Dies führte zu einer Versteilung der Talflanken, was nach dem Abschmelzen der Gletscher teilweise zu großen Massenbewegungen (Felsgleitungen, Hangrutschungen usw.) führte.

Im Vorfeld der Gletscher, vor allem während der Vorstoßphasen, breiteten sich riesige Schotterfluren aus („Sanderflächen“), auf denen die Schmelzwässer das vom Gletscher erodierte Material ablagerten. Diese Sedimente treten uns heute in Form der Terrassensedimente oder Vorstoßschotter in allen größeren Tälern und vor allem im Klagenfurter Becken entgegen und werden heute in zahlreichen Schottergruben abgebaut. Daneben entstanden auch eiszeitliche Stauseen, die mit Bändertonen und Deltaschüttungen aufsedimentiert wurden. Bändertone sind ein begehrter Rohstoff für die

Ziegeleiindustrie und werden zu diesem Zwecke beispielsweise östlich von Klagenfurt, bei Hörtdorf und Grafenstein, abgebaut. Die Vorstoßschotter sind meist von Grundmoränen überdeckt. An der Basis der Vorstoßschotter sind von mehreren Stellen Pflanzenreste bekannt, so zum Beispiel bei Nieselach im Gailtal, wo sogar ein bis zu ungefähr 1,5 m mächtiger Lignithorizont ausgebildet ist.

Eindeutige Zeugen der Vereisung sind die zahlreichen Grund-, Seiten- und Endmoränen, die vor allem im Klagenfurter Becken oft eine eindrucksvolle Moränenlandschaft bilden (z. B. in der Umgebung von Wabelsdorf).

Der Rückgang des Draugletschers erfolgte nicht kontinuierlich, sondern es gab immer wieder einzelne Stillstände und sogar kleine Vorstoßphasen. Die einzelnen Stillstände sind jeweils durch Endmoränenwälle markiert. Endmoränen entstehen immer dann, wenn ein Gletscher über einen längeren Zeitraum stationär bleibt.

Die letzte Vereisungsperiode endete vor rund 10.000 Jahren. Mit dem Rückzug der Gletscher erfolgte eine allmähliche Wiederbesiedlung der eisfrei gewordenen Gebiete durch Pflanzen, Tiere und schließlich durch den Menschen. Innerhalb der letzten 10.000 Jahre kam es jedoch immer wieder zu Klimaschwankungen mit kleinen Gletschervorstößen. Die letzten bedeutenderen Gletschervorstöße waren zu Beginn des 17. Jh.s (war vermutlich eine der Ursachen für den Niedergang des Goldbergbaues in den Hohen Tauern) und um 1850.

Heute ablaufende, für den Menschen sichtbare geologische Prozesse sind häufig mit Katastrophen verbunden. Ausgelöst durch schwere Unwetter, kommt es beispielsweise in vielen Teilen Kärntens immer wieder zu folgenschweren Murabgängen, die oft ganze Siedlungen bedrohen oder sogar zerstören. Bergstürze zählen ebenfalls zu den spektakulären geologischen Prozessen, und erst unlängst, nach dem großen Erdbeben in Friaul, wurde am Dobratsch ein neuerlicher Bergsturz befürchtet.

Abschließend sei noch darauf hingewiesen, daß in den letzten Jahrzehnten auch der Mensch durch seine Eingriffe in die Natur (z. B. Schipistenbau, Anlage von Forststraßen, Kraftwerksbau, Ableitung von Gebirgsbächen, Anlage wilder Mülldeponien) zu einem immer bedeutenderen, jedoch vielfach unterschätzten geologischen Faktor geworden ist. Die Auswirkungen dieser Eingriffe werden wir in Zukunft in immer größerem Maße zu spüren bekommen. Als Beispiel sei hier die immer stärkere Gefährdung des Grundwassers angeführt, z. B. durch die zahlreichen wilden, nicht abgedichteten Mülldeponien, obwohl in Zukunft das Grundwasser für die Trinkwasserversorgung eine immer größere Rolle spielen wird.

## LITERATUR

### a) Zusammenfassende regionalgeologische Standardwerke

- FLÜGEL, H. W., & P. FAUPL (1987): Geodynamics of the Eastern Alps. – F. DEUTICKE, Wien, 418 Seiten.
- OBERHAUSER, R. (Hrsg.) (1980): Der Geologische Aufbau Österreichs. – SPRINGER Verlag, Wien, 699 S.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., Bd. 33, Wien, 124 S.
- TOLLMANN, A. (1977–1986): Geologie von Österreich, Bd. 1, 766 S., Bd. 2, 710 S., Bd. 3, 728 S., F. DEUTICKE Verlag, Wien.

### b) Wörterbücher

- AUTORENKOLLEKTIV (1981): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Mit einem ABC der Geologie. – Verlag Werner DAUSIEN, Hanau (DDR), 5. Aufl., 703 S.
- LEHMANN, U. (1977): Paläontologisches Wörterbuch. – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 2. Aufl., 439 S.
- MURAWSKI, H. (1977): Geologisches Wörterbuch. – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 7. Aufl., 280 S.
- STRÜBEL, G., & S. H. ZIMMER (1982): Lexikon der Mineralogie. – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 363 S.

### c) Leichtverständliche Literatur zur Geologie, Paläontologie und Mineralogie

- BLOOM, A. L. (1976): Die Oberfläche der Erde (Geowissen Kompakt). – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 198 S.
- BRAUNS, R., & K. F. CHUDOBA (1964): Spezielle Mineralogie. – Sammlung Göschen, Bd. 31/31a, Verlag W. de GRUYTER, Berlin, 193 S.
- BRUHNS, W., & P. RAMDOHR (1972): Petrographie (Gesteinskunde). – Sammlung Göschen, Bd. 173, Verlag W. de GRUYTER, Berlin, 141 S.
- CLARK, S. P. (1977): Die Struktur der Erde (Geowissen Kompakt). – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 154 S.
- ERNST, W. G. (1977): Bausteine der Erde (Geowissen Kompakt). – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 190 S.
- GIESE, P. (Hrsg.) (1983): Ozeane und Kontinente. – Spektrum der Wissenschaft (Verständliche Forschung), Heidelberg, 248 S.
- KRUMBIEGEL, G., & B. KRUMBIEGEL (1981): Fossilien der Erdgeschichte. – F. ENKE, Verlag Stuttgart, 406 S.
- LAPORTE, L. F. (1981): Fossile Lebensräume (Geowissen Kompakt). – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 195 S.
- LEHMANN, U., & G. HILLMER (1980): Wirbellose Tiere der Vorzeit. Leitfaden der systematischen Paläontologie. – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 340 S.
- MEIXNER, H. (1957): Die Minerale Kärntens, I. Teil. – Car. II, Sh. 21, Klagenfurt, 147 S.
- PICHLER, H. (Hrsg.) (1985): Vulkanismus. – Spektrum der Wissenschaft (Verständliche Forschung), Heidelberg, 207 S.
- RÖSLER, H. J. (1979): Lehrbuch der Mineralogie. – VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 832 S.
- SIEVER, R. (Hrsg.) (1987): Die Dynamik der Erde. – Spektrum der Wissenschaft (Verständliche Forschung), Heidelberg, 216 S.
- SIMPSON, G. G. (1972): Leben der Vorzeit. – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 197 S.
- STRÜBEL, G. (1977): Mineralogie. – F. ENKE Verlag, Stuttgart, 472 S.
- THENIUS, E. (1977): Meere und Länder im Wechsel der Zeiten. – Verständliche Wissenschaft, Bd. 114, Springer Verlag, Berlin, 200 S.

– (1981): Versteinerte Urkunden. – Verständliche Wissenschaft, Bd. 81 (3. Aufl.), Springer Verlag, Berlin, 202 S.

WUNDERLICH, H. G. (1968): Einführung in die Geologie, Bd. I, Exogene Dynamik (214 S.), und Bd. II, Endogene Dynamik (229 S.). – B. I. Hochschultaschenbücher, Bd. 340, 341, B. I. Wissenschaftsverlag, Mannheim.

– (1979): Das neue Bild der Erde. – dtv-Verlag, Stuttgart, 345 S.

#### **d) Wichtige Fachzeitschriften mit regionalgeologischen Arbeiten**

Carinthia II, Klagenfurt

Der Karinthin (Beiblatt zur Carinthia II)

Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien

Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, Wien

Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Wien

Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten, Wien

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, Wien

Sonderhefte der Carinthia II

#### **e) Die wichtigsten geologischen Karten Kärntens (herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien)**

ANDERLE, N. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 200, Arnoldstein (mit Erläuterungen), 1:50.000.

– (1977): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 201–210, Villach – Abling (mit Erläuterungen), 1:50.000.

BAUER, F. K. (1982): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich, Karawanken, Ostteil, 1:25.000 (3 Blätter, mit Erläuterungen).

– (1985): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich, Karawanken, Westteil, 1:25.000 (3 Blätter).

BECK-MANNAGETTA, P. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 188, Wolfsberg.

EXNER, Ch. (1962): Geologische Karte der Sonnblickgruppe, 1:50.000.

KAHLER, F. (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, Blatt 202–203, 1:50.000.

KAHLER, F., S. PREY & H. HERITSCH (1959): Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen, 1:25.000 (mit Erläuterungen).

SCHÖNLAUB, H. P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 197, Kötschach.

– (1987): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 198, Weißbriach.

WEISSENBACH, N. (1978): Geologische Karte der Saualpe, 1:25.000 (2 Blätter).