

ERLÄUTERUNGEN

zur

GEOLOGISCHEN KARTE DER KARAWANKEN 1 : 25.000, OSTTEIL

VON FRANZ K. BAUER, IMMO CERNY, CHRISTOF EXNER,
HANS-LUDWIG HOLZER, DIRK VAN HUSEN, JÖRG LOESCHKE,
GUNTHER SUETTE und FRANZ TESSENSOHN

Mit 12 Abbildungen, 3 Tabellen und 1 Tafel



Wien 1983

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23

Anschriften der Verfasser:

Dr. FRANZ K. BAUER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23,
A-1031 Wien

Dr. IMMO CERNY, Geologische Abteilung der Bleiberg Bergwerksunion,
A-9350 Bleiberg.

Univ.-Prof. Dr. CHRISTOF EXNER, Geologisches Institut der Universität
Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Univ.-Doz. Dr. HANS-LUDWIG HOLZER, Institut für Geologie und Paläontolo-
gie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Univ.-Doz. Dr. DIRK VAN HUSEN, Geologisches Institut der Technischen
Universität, Karlsplatz 13, A-1040 Wien.

Univ.-Prof. Dr. JÖRG LOESCHKE, Institut für Geologie und Paläontologie
der Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen.

Dr. GUNTHER SUETTE, Elisabethstraße 5/1, A-8010 Graz.

Dr. FRANZ TESSENHORN, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Roh-
stoffe, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900312-11-7

Redaktion: ALOIS MATURA

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, 3580 Horn

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	3
1. Einleitung (F. K. BAUER)	4
1.1. Geographischer Überblick	4
1.2. Erforschungsgeschichte	4
1.3. Geologischer Überblick	6
2. Altkristallin und Plutonite mit deren kontaktmetamorphen Hüllgesteinen (Ch. EXNER)	8
2.1. Altkristallin	8
2.2. Kontaktmetamorphe Hüllgesteine der Karawanken-Plutone	9
2.3. Karawanken-Granitpluton	13
2.4. Karawanken-Tonalitpluton	21
3. Diabaszug von Eisenkappel	24
3.1. Diabaszug von Eisenkappel westlich der Vellach (J. LOESCKE)	24
3.2. Feldgeologische Bemerkungen zum Diabaszug von Eisenkappel östlich der Vellach und am Schaidasattel (Ch. EXNER)	30
4. Eisenkappeler und Seeberger Paläozoikum (F. TESSENSOHN)	32
4.1. Perm der Vellacher Kotschna (F. K. BAUER)	46
5. Mesozoikum der Nordkarawanken (F. K. BAUER)	47
5.1. Permtrias	47
Alpiner Muschelkalk (Beitrag von I. CERNY)	47
5.2. Jura und Kreide (H.-L. HOLZER & G. SUETTE)	52
5.3. Geologischer Bau	55
6. Mesozoikum der Südkarawanken (F. K. BAUER)	58
6.1. Trias	58
Alpiner Muschelkalk (Beitrag von I. CERNY)	59
6.2. Faziesvergleich der Trias in Nord- und Südkarawanken	61
6.3. Geologischer Bau	62
6.4. Störungsmuster in den Ostkarawanken	64
7. Tertiär (D. VAN HUSEN)	64
8. Quartär (D. VAN HUSEN)	71
9. Mineralische Rohstoffe, Mineralquellen (F. K. BAUER)	77
10. Empfehlenswerte Exkursionspunkte (F. K. BAUER)	78
11. Literaturverzeichnis	79

Vorwort

(F. K. BAUER)

Die Karawanken bilden ein seit Jahrzehnten im Mittelpunkt des Interesses und der Diskussion stehendes Gebirge. Es war eine große Leistung von F. TELLER, in den Jahren 1884–1891 die Karte 1 : 75.000 der Ostkarawanken und Steiner Alpen aufzunehmen. Heute wäre die Aufnahme eines solch komplexen Gebietes für einen Geologen eine zu schwierige Aufgabe. Es fand sich in den Karawanken ein Team zusammen, das in guter Zusammenarbeit die Neukartierung durchführte. Die Gliederung der Karawanken in verschiedene lithologisch-tektonische Einheiten ergab eine klare Abgrenzung der Arbeitsgebiete. Kristallin, Plutonite und Diabaszug östlich des Vellachtales wurden von Ch. EXNER (Universität Wien) aufgenommen, das Eisenkappeler und das Seeberg Paläozoikum von einer unter der Leitung von R. SCHÖNENBERG (Universität Tübingen) stehenden Studentengruppe mit U. BUKENBERGER, F. KUPSCH, J. ROLSER, R. SCHULZE, F. TESSENSOHN und W. WALTZ. J. LÖSCHKE (Universität Tübingen) bearbeitete den Diabaszug im Gebiet der Ebriach Klamm, F. K. BAUER (Geologische Bundesanstalt Wien) oblag die Kartierung der Triasge-

bierte und D. VAN HUSEN (Technische Universität Wien) übernahm den Tertiär- und Quartäranteil. H. HOLZER (Geologische Bundesanstalt Wien) begann mit Aufnahmen im Gebiet Hochobir und Eisenkappeler Aufbruch im Ebriachtal, welche freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden. R. SIEBER (Geologische Bundesanstalt Wien) führte paläontologische Untersuchungen durch. In zwei Dissertationen von der Universität Graz aus wurden von I. CERNY der Alpine Muschelkalk und von G. SUETTE die Jura-Kreide-Gesteine am Karawankennordrand bearbeitet.

1. Einleitung

(F. K. BAUER)

1.1. Geographischer Überblick

Die vorliegende Geologische Karte umfaßt das Gebiet der östlichen Karawanken zwischen der Staatsgrenze im Osten und Süden und ungefähr dem Freibachtal im Westen. Die Staatsgrenze zieht von der Hochpetzen in Richtung Südwesten und umschließt, dem Gebirgskamm folgend, das Gebiet der Vellacher Kotschna.

Von Norden nach Süden lassen sich verschiedene morphologische Einheiten, in denen der geologische Aufbau zum Ausdruck kommt, unterscheiden. Im Norden liegt das Klagenfurter Becken, aus dem die Nordkarawanken steil emporsteigen. Die höchste Erhebung bildet der Hochobir (2139 m), der im Westen durch den Einschnitt des Freibachtales begrenzt wird. Gegen Osten folgen niedrigere Erhebungen mit den Bergen der Oistra (1577 m) und der Topitza (1649 m). Der östlich anschließende Gebirgsstock der Petzen, im Osten begrenzt durch das Tal des Rischbergbaches, erreicht in der Hochpetzen die Höhe von 2113 m. Markante Kalkfelsen mit steilen Abfällen auf der Nord- und Südseite prägen das Landschaftsbild der Nordkarawanken.

Die Südgrenze ist als Furche mit Längstälern (Schaida Sattel – Ebriachtal – Lobnig Graben) gut zu verfolgen. Andere Längstäler bilden die Bäche von Leppen und Remschenig Graben. Diese Längstäler münden in das große Quertal der östlichen Karawanken, in die Vellach. Die Geländeformen sind im Bereich dieser Längsfurchen sanfter.

In dem südlich anschließenden Dolomit-Kalkzug der östlichen Fortsetzung der Koschutakette treten wieder schroffere Felsformen auf. Zu dieser Einheit gehören der Reschounikturm (1504 m), Zimpasserkogel (1547 m) und Potocka Höhe, 1883 m (= westliche Abdachung der auf jugoslawischem Gebiet liegenden Uschowa, 1929 m). Der Trögernbach hat diesen Gesteinszug in einer eindrucksvollen Klamm durchschnitten.

Im Gebiet Trögern–Seebergsattel sind die Geländeformen großteils sanft. Nur einige mächtigere Kalkfelsen (Kärntner Storschitz, 1759 m, Paulitschwand, 1657 m, Sadonig Höhe, 1624 m) ragen aus weicheren Gesteinsschichten heraus.

Eindrucksvoll erheben sich die Felsen der Steiner Alpen in der Vellacher Kotschna über das Gebiet des Seeberges mit Höhen über 2000 m (Baba 2127 m, Sanntaler Sattel 1999 m).

1.2. Erforschungsgeschichte

Eine wichtige Zeitmarke in der Erforschung der Karawanken bedeutet die „Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Juli-

schen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen) 1 : 75.000", aufgenommen von F. TELLER in den Jahren 1884–1891. Diese Karte ist bis heute in Gebrauch und vermittelt einen guten Überblick über die Geologie dieses Raumes. In den dazugehörigen Erläuterungen aus dem Jahre 1896 sind die Schichtfolge vom Paläozoikum bis zum Tertiär/Quartär sowie die kristallinen Gesteine ausführlich beschrieben. F. TELLER konnte bereits auf einer geologischen Karte aufbauen, die in der ersten Phase der geologischen Landesaufnahme in den Jahren 1854–1856 von M. V. LIPOLD und K. PETERS aufgenommen wurde.

Etwa ab der Mitte des vorigen Jahrhunderts begann eine rege geologische Tätigkeit. Von F. v. ROSTHORN & R. CANAVAL (1853) stammen die „Beiträge zur Mineralogie und Geognosie Kärntens“. Ein Pionier dieser Zeit war auch F. ROLLE (1853). 1868 beschreibt E. SUESS bei Eisenkappel ein Profil und benennt den Tonalitgneis richtig. Von E. TIETZE (1870, 1873) stammen wichtige Beiträge zur Stratigraphie des Paläozoikums und zum Bau der Karawanken. G. STACHE (1874a, b) zeichnet und beschreibt ein Profil vom Seeberg Sattel bis Eisenkappel. In den „Reiseskizzen“ von E. REYER (1878) finden sich Hinweise auf die Geologie der Karawanken. Von F. TELLER stammen eine Reihe von Detailaufnahmen, die Paläozoikum (1886, 1887), Trias (1885, 1887), Kössener Schichten, Jura (1888) und Tertiär (1885, 1889) betreffen. Weitere Beiträge zur Stratigraphie des Paläozoikums lieferten K. PENECKE (1887) und F. FRECH (1887, 1894). R. PRUGGER (1882) beschrieb Klüfte im Obirgebiet, die für die Blei-Zink-Vererzung von Bedeutung waren. Er war der Naturforscher, der den von Eisenkappel ausgehenden Steig zum Hochobir anlegte (Prugger Steig).

Eine Bearbeitung der Plutonite lieferte H. V. GRABNER (1897), ein Schüler von F. BECKE. In einer späteren Arbeit faßte H. V. GRABNER (1929) das Kristallin als „metamorphe Seebergschiefer ? Oberkarbon“ auf. Davor hatte F. TELLER (1895) dieses als „zweigliedrige Schiefergneise und Glimmerschiefer“ beschrieben, dann als Paläozoikum unbekanntes Alters umgedeutet und mit den Buchstaben „px“ versehen (1898).

Mit dem Blei-Zink-Erzbergbau im Wettersteinkalk der Karawanken beschäftigte sich eine Reihe von Arbeiten: A. MORLOT (1849), M. V. LIPOLD (1855, 1856c), B. v. COTTA (1863), K. HILLINGER (1863), A. GOBANZ (1868), R. CANAVAL (1879), F. POŠEPNÝ (1873) und A. BRUNNLECHNER (1884).

Vor der Jahrhundertwende wurden zahlreiche Fossilfunde in der Trias von M. HOERNES (1856), E. v. MOJSISOVICS (1871), K. A. PENECKE (1884) und A. BITTNER (1890, 1895) gemacht.

Das größte Kohlenvorkommen am Nordrand der Karawanken ist jenes von Liescha bei Prävali, heute zu Jugoslawien gehörend, von wo F. UNGER (1855), A. ZWANZIGER (1878) und später W. BERGER (1959) die miozäne Flora beschrieben. Eingehend behandelte R. CANAVAL (1919) die Kohlevorkommen von Liescha, Oberloibach bis zu jenem vom Lobnig Graben bei Eisenkappel und bezog in diese Studie das Alter der Karawanken ein.

Wesentliche Beiträge zum Tertiär stammen von F. KAHLER (1929, 1932, 1935). Eine grundlegende Zusammenfassung der Geologie der Karawanken wurde im „Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens“ (1953) gegeben.

Von tektonischem Interesse war der Nachweis der Überschiebung der Karawanken über Tertiär. In einem Stollen für das Kraftwerk im Waidischgraben wurde die sehr flach nach SSW einfallende Überschiebungsbahn

aufgeschlossen (H. HÖFER, 1908). Interessante Überlegungen über tektonische Phasen (vorgosauisch, nachgosauisch, postmiozän) stellte A. SPITZ (1919) an. Er schreibt von Ursula- und Petzendecke, wobei er Decke „nicht in dem Sinne einer größeren Überschiebungsmasse, sondern einer selbstständigen tektonischen Einheit“ gebraucht. Um Deckenbau größeren Stils geht es bei L. KOBER (1904), der den Seebergaufbruch als Decke auffaßte und die Südvergenzen südlich des Periadriatischen Lineaments betont. Gegen den Deckenbau in den Südalpen wandte sich R. SCHWINNER (1915).

Erwähnenswerte Arbeiten aus diesem Jahrhundert sind noch jene von F. HERITSCH (1927) und F. HERITSCH & R. SCHWINNER (1927), welche das Paläozoikum zum Gegenstand hatten. Bereits 1906 beschäftigte sich F. HERITSCH mit dem Quartär im Vellachtal, das er als tektonisch verstellt deutete, wie später auch J. STINI (1938) und R. SRBIK (1941). J. STINI (1937) beschrieb einen Deckenbau im Obirgebiet und führte den Begriff Sockeldecke ein. Auf J. STINI (1938) gehen auch Fossilbestimmungen in den Kössener Schichten bei Miklauzhof zurück. Zu erwähnen sind noch zwei nicht publizierte Dissertationen, deren Ergebnisse nicht allgemein bekannt wurden, die aber wichtige Beiträge zur Geologie des Seebergaufbruches (K. KOLLMANN, 1938) und des Eisenkappeler Raumes (L. KOSTELKA, 1939) lieferten.

1.3. Geologischer Überblick

Topographisch gesehen bilden die Karawanken eine Einheit, die Geologie jedoch ist in Schichtfolge und Bau sehr kompliziert. Von Norden nach Süden lassen sich folgende Einheiten unterscheiden (Taf. 1).

Karawankenvorland: Die tertiäre Schichtfolge beginnt mit kohleführenden Tonen, über denen quarzreiche und aus Karbonaten bestehende Schotter in Wechsellagerung folgen. Diese Serie führt an der Basis Kristallingerölle und hat Gleitschollen aus Wettersteinkalk synsedimentär eingeschaltet. Nach oben erfolgt ein Übergang in reine Karbonatschotter.

Nordkarawanken. Diese Einheit bildet die östliche Fortsetzung des Drauzuges. Die Schichtfolge setzt über dem Diabaszug von Eisenkappel ein und besteht aus Werfener Schichten, die sich aus dem Permoskythsandstein entwickeln, Alpinem Muschelkalk, Partnachmergeln, Wettersteinkalk, der die höchsten Erhebungen (Petzen, Topitza, Oistra, Obir) aufbaut, Raibler Schichten und Hauptdolomit. Die jüngeren Gesteine (Kössener Schichten, Jura, Neokom) kommen in den Basisschuppen am Nordrand vor, welche vom Wettersteinkalk überschoben sind. Die Nordkarawanken lassen einen Sattel- und Muldenbau erkennen, der durch jüngere Störungen stark überprägt wurde. Sie sind nordwärts auf das Jungtertiär überschoben.

Eisenkappeler Aufbruch. Dieser gliedert sich von Norden nach Süden in Diabaszug, Karawankengranit, Altkristallin, Tonalitgneis und Paläozoikum. Im Diabaszug gibt es eine Abfolge, die sich aus Tonschiefer, Grauwacken, Tuffen, Pillowlaven (besonders eindrucksvoll in der Ebriacklamm aufgeschlossen) und Diabaslagergängen zusammensetzt. Der Diabaszug ist in sich stark gestört und nordvergent verschuppt. Paragneise, phyllitische Gesteine, Mikroklingneise und Amphibolite bauen das Eisenkappeler Altkristallin auf, in das der Granit- und Tonalitpluton eindringen. Der Granit bildet eine Differentiationsreihe, die vom Olivinabbro über Diorit zu Granodiorit und grobkörnigem Granit reicht. Es folgt ein reiches

Gangfolge. Zu den Sedimenten des Diabaszones und zum Altkristallin bestehen Kontakthöfe. Als Intrusionsalter wurde aufgrund von radiometrischen Messungen die Wende Perm/Trias ermittelt. Tektonisch stellt der Granit eine 46 km lange, maximal nur 2 km breite Lamelle dar. Der Tonalit wurde postkristallin verschiefert und bildet wie der Granit eine tektonische Lamelle. Das Gesamtgesteinsalter konnte radiometrisch noch nicht bestimmt werden. Granit, Altkristallin und Tonalitgneis sind nordvergent in den alpinen Bau der Karawanken eingeschichtet. Längs des Südrandes des Tonalitgneises bzw. nach dessen Auskeilen längs des Südrandes des Granites verläuft die Remschenigstörung (= östliche Fortsetzung der Gailtallinie). Diese bedeutende Störung, welche die Alpen auf einer Länge von ungefähr 600 km durchzieht (Periadriatisches Lineament), gilt als die Grenze zwischen Süd- und Nordalpen. Östlich des Vellachtales fehlen an dieser Störung das südliche altkristalline Dach des Tonalitgneises und das ältere Paläozoikum. Letzteres ist westlich der Vellach in einem schmalen Streifen erhalten geblieben. Es besteht aus einem stark verschuppten, nur lückenhaft aufgeschlossenen Altpaläozoikum (Silur, Devon) und dem Jungpaläozoikum (Karbon, Perm), von dem nur der Gröden Sandstein gegen Osten über die Vellach zieht.

Südkarawanken. Diese Einheit ist aus Triasgesteinen aufgebaut und erstreckt sich von der Koschuta über Zimpasserkogel bis zur Potocka Höhe bzw. Uschowa. Infolge der starken Störung dieses Gebirgsstreifens gibt es keine vollständige Schichtfolge. Hauptgestein in diesem Abschnitt ist der Schlerndolomit. Die Uschowa wird vom Dachsteinkalk aufgebaut. Inkompetente Schichten wie z. B. die Beckensedimente im Koschuta Bach, sind stark verfaltet. Der Alpine Muschelkalk im Obojnik Graben wird zwar von Störungen durchzogen, die Schichtfolge in sich ist aber nicht verstellt. Faltung zeigen auch die Werfener Schichten. Die Trias ist östlich des Vellachtales auf mylonitisierten Tonalitgneis, westlich auf das südalpine Eisenkappeler Paläozoikum aufgeschoben.

Seeberger Aufbruch. Dieser hat eine Länge von etwa 40 km und eine maximale Breite von 10 km. Die Schichtfolge beginnt mit Kalken und Vulkaniten des Oberordoviz und Silur. Die markanten Felsen im Seeberggebiet werden von Bänderkalken und Flaser- bzw. Riffkalken des Devon/Unterkarbon aufgebaut. Es folgen in der Schichtfolge der Hochwipfel-Flysch (Unterkarbon) und die variszisch-postorogenen Sedimente der Auernig-Molasse (Oberkarbon) und der permischen Abfolge. Eine klastische Serie ist nicht genau einzustufen. Die Tektonik ist durch einen alpidischen nordvergenten Decken- und Faltenbau gekennzeichnet. Die Decken bilden eine große Sattelstruktur, die nach Norden in einen steilen Faltenbau übergeht. Im Kern des Aufbruches wurde ein Fenster von Auernig-Oberkarbon unter den aus Devon aufgebauten Decken nachgewiesen.

Steiner Alpen. Über dem Seeberg-Paläozoikum liegt die mittelsteil nach Süden einfallende Trias der Steiner Alpen, von denen nur ein kleiner Teil im Gebiet der Vellacher Kotschna zum österreichischen Staatsgebiet gehört. Die Schichtfolge besteht aus Dolomiten des Anis, hangenden Beckensedimenten der Buchensteiner Schichten, Schlerndolomit und dem die Felskulisse der Vellacher Kotschna prägenden Dachsteinkalk. Raibler Schichten fehlen aus tektonischen Gründen, worauf die Mylonitzone zwischen Schlerndolomit und Dachsteinkalk hinweist. Tektonisch gesehen sind die Steiner Alpen der südliche Teil der Karawanken, in dem es auf jugoslawischem Gebiet zahlreiche Beispiele für Südvergenzen gibt.

Wie die Nordkarawanken nach Norden sind die Steiner Alpen nach Süden über Jungtertiär geschoben.

2. Altkristallin und Plutonite mit deren kontaktmetamorphen Hüllengesteinen

(CH. EXNER)

2.1. Altkristallin

Die E–W verlaufende Altkristallin-Lamelle gehört zum Nordstamm der Alpen (ostalpine Decke). Die Lamelle ist auf österreichischem Gebiet 11 km lang und maximal bloß 850 m breit. Nach Osten setzt sie in den Karawanken Sloweniens bis südsüdwestlich Windischgraz (Slovenjgradec) fort. Innerhalb der vorliegenden geologischen Karte der Karawanken, Ostteil, spitzt sie südlich der Ebriacher Klamm aus. Ihre westliche tektonische Fortsetzung dürfte das Gailtaler Kristallin darstellen. Im Gegensatz zu diesem nennen wir das Altkristallin der Ostkarawanken „Eisenkappler Altkristallin“.

Das Eisenkappler Altkristallin besteht überwiegend aus feinkörnigem, grauem Biotit-Plagioklas-**Paragneis (84)** mit Abwechslung quarzreicher und plagioklas-glimmer-reicher Lagen in mm-Dimension. Mitunter treten graphitreiche Gneise und cm-dicke Graphitquarzitlagen auf. Der Mineralbestand des Paragneises ist intensiv postkristallin deformiert (Kornzertrümmerung, Lentikulargefüge, Quälung der polysynthetischen Zwillinglamellen des Plagioklases) mit Ausnahme lokal neu gesproßter Individuen von Hellglimmer, Chlorit, Quarz und kontaktmetamorpher Neubildungen der beginnenden Kontaktmetamorphose (siehe unten!). Im Zuge der intensiven postkristallinen Deformation zeigen die Paragneise örtlich ein megaskopisch phyllitähnliches Aussehen. Jedoch bleiben die Gefüge und Minerale (Biotit, polysynthetisch verzwillingter Plagioklas) des Paragneises in den phyllitähnlichen Gesteinen erkennbar, so daß diese größtenteils als Phyllonite nach Paragneis anzusprechen sind. Die Paragneise und Phyllonite sind recht gut in den nördlichen Seitengraben des Remschenigtales aufgeschlossen und können dort in kontinuierlichen Profilen studiert werden.

Im Paragneis befinden sich bis 15 m mächtige Lagen feinkörnigen, postkristallin deformierten und intensiv verschieferten **Amphibolits (85)**. Remschenigtal: Nebenbäche östlich Wh. Kupitz und westsüdwestlich Jurjoutz sowie am Güterweg St. Margarethen–Jurjoutz. Die Amphibole weisen braunen, entmischten Kern und klare, grüne Hülle auf. Rotbrauner Biotit, polysynthetisch verzwillingter Plagioklas und Magnetit bilden die übrigen Hauptgemengteile.

Bis 30 m mächtige, klein- bis mittelkörnige Lagen von **Mikroklingneis (86)** sind ebenfalls dem Paragneis konkordant zwischengeschaltet. Mikroklingneis, Oligoklas und Biotit sind intensiv postkristallin deformiert. Teils handelt es sich um Orthogneise (Granitaugengneis, Aplit, Pegmatit: z. B. Wasserfall im Graben 500 m nordöstlich St. Margarethen und Güterweg St. Margarethen–Jurjoutz), teils um feinkörnige hellgraue Arkosegneise (z. B. verlassener Steinbruch ost-südöstlich Pusset).

Tektonisch stellen die Gesteine des Eisenkappler Altkristallins B-Tektonite dar. Die Hauptschieferungsfläche streicht meist WNW und fällt steil S. Hauptlineation und Achse der zahlreichen Falten neigen sich flach

nach W. Postkristalline Kleinfaltung, Scherflächen, Mylonite und Ultramyonite (z. B. Güterweg nördlich St. Margarethen) sind häufig.

Eine vor-alpidische Querstruktur mit NE streichenden Faltenachsen blieb nördlich Wh. Kupitz erhalten. Die Gesteine des Altkristallins streichen dort NE, aber auch NNE, N-S und vereinzelt NW. Durch Hornfelsbildung (innerer Hitzehof des intrudierenden Karawankengranits) wurde hier die paläozoische oder präkambrische Struktur des Altkristallins konserviert. Die alpidische Einengungstektonik vermochte die Härtlingszone (Hornfelse) nicht zu bewältigen und in den alpidischen Bauplan um E-W-Achse einzuregeln.

Der dazugehörige äußere, also schwächer temperierte Kontakthof der Karawankenplutone (Granit und Tonalit) ist natürlich im Altkristallin nicht oder nur sehr spärlich ausgebildet. Das Altkristallin besaß ja zur Zeit der Intrusion der Plutone bereits den Metamorphosegrad der Amphibolitfazies und reagierte somit nur wenig und sehr lokal auf die Hitzeeinwirkung im Bereich des äußeren Kontakthofes. Örtliche Auswirkungen im Paragneis sind große Blasten von Cordierit und Andalusit, myrmekitähnlich korrodierter alter Biotit („Wurmbiotit“) und Ilmenit-Biotit-Aggregate, deren Genese ungeklärt ist.

2.2. Kontaktmetamorphe Hüllgesteine der Karawanken-Plutone

Der Karawanken-Granitpluton intrudierte im Norden den Diabaszug von Eisenkappel und im Süden das Altkristallin. Spätere alpidische Deformation hat den Kontakthof im Diabaszug von Eisenkappel weitgehend verwischt, weil der lamellenförmig deformierte Granitpluton den Kontakthof und südliche Teile des Diabaszuges nordvergent überschoben hat.

Übrig geblieben sind tektonische Linsen kontaktmetamorpher Gesteine (Cordieritknotschiefer) unmittelbar am Nordrand des Pluton (südlich Schaidasattel, Ebriachtal westlich Säuerling, Leppental südlich Riegelnik), eine im Diabaszug eingequetschte tektonische Linse (südlich Spitzberg) mit zugehörigem Wildbachschutt (Signatur Nr. 2 der geologischen Karte) und endlich über dem achsialen W-Abtauchen des Plutons ein 600 m breites, allerdings auch beträchtlich tektonisch deformiertes, kontaktmetamorphes Intrusionsdach nördlich Meleschniksattel (südlich Schaidasattel). In diesem Gebiet haben sich auch voralpidische Querstrukturen in den Kontaktgesteinen des Diabaszuges erhalten (lokales NNW- und NW-Streichen nördlich Meleschniksattel). Der Diorit des Granitplutons verzahnt sich mit dem Cordieritknotschiefer und zeigt Walzstruktur wahrscheinlich alpidischen Alters (Abb. 1). Nordöstlich Meleschniksattel wurde der Cordieritknotschiefer in mehreren, bis 10 m hohen Steinbrüchen als Schotter für die Güterwege gebrochen.

Cordieritknotschiefer, 87

Der Cordieritknotschiefer ist ein feinlagiger, ebenflächiger oder gefalteter, dunkelgrauer bis violetter Schiefer, der im Gebiet des Meleschniksattels auch in mehr kompakten Hornfels übergeht. Die sehr feinkörnige Matrix besteht aus Biotit, Heiliglimmer, Quarz, Plagioklas und Opazit. Ihr ursprüngliches Sedimentgefüge zeigt mega- und mikroskopisch mm-dünne Schichtung abwechselnd glimmerreicher und sandiger Lagen der ursprünglichen Tuffe und Tuffite des Eisenkappler Diabaszuges; auch eckig begrenzte vulkanische Agglomerate. Blasten von Cordierit und Bio-

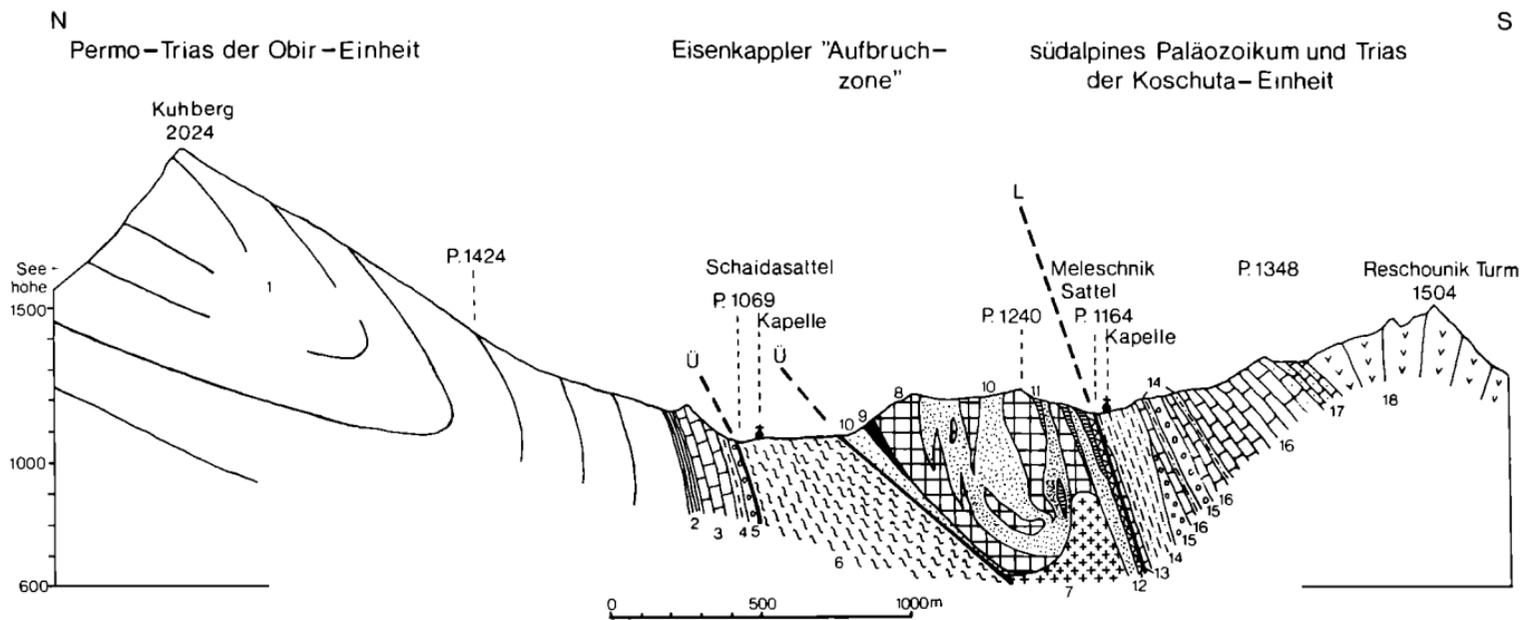


Abb. 1: Profil durch den Schaidasattel (Ch. EXNER, 1976)

Permo-Trias der Obir-Einheit: 1 = Wettersteinkalk. 2 = Dunkle Mergel der Partnachsichten. 3 = Muschelkalk. 4 = Gelbe Mergel und Mergelkalke der Werfener Schichten. 5 = Roter permo-skythischer Sandstein und Tonschiefer. Eisenkappler Aufbruchzone: 6 = Tuffit und Diabas der paläozoischen Grünschiefer. 7 = Grobkorngranit. 8 = Diorit. 9 = Olivinfels. 10 = Cordieritknotenschiefer (kontaktmetamorpher Tuffit der paläozoischen Grünschiefer). 11 = Kleinkörniger Hornblende-Plagioklas-Fels. 12 = Schwarzer Ultramyonit und hellgrauer bis grünlicher, knetbarer Letten. Südalpines Paläozoikum und Trias der Koschuta-Einheit: 13 = Grauer Kalk (Altpaläozoikum). 14 = Grauer, Hellglimmer-führender Sandstein und Tonschiefer des Karbons (Hochwipfelschichten). 15 = Roter permo-skythischer Sandstein und Tonschiefer. 16 = Muschelkalk (Kalke, Dolomite). 17 = Kalke der Buchensteiner Schichten. 18 = Schlerndolomit. L = Periadriatisches Lineament.

tit durchwachsen als kontaktmetamorphe Neubildungen die Matrix und verleihen dem Gestein einen fleckigen oder warzenförmigen Charakter.

Cordierit nimmt im Schiefer 1/3, im kompakteren Hornfels 1/2 des Gesteinsvolumens ein. Es handelt sich um megaskopisch dunkle Rundlinge. In den Schieferen erreichen sie bis 3 mm, in den kompakteren Hornfelsen bis 6 mm Durchmesser. Das Mikroskop zeigt, daß sie behutsam die Matrix umwachsen (belteropores Wachstum). Ihre dunkle Farbe rührt von sehr feinkörnigen Opazit-Einschlüssen her. Drillinge und sekundäre Pinitisierung kommen vor. Die Biotitblasten weisen bei gewöhnlicher Schliffdicke rotbraunen Pleochroismus auf. Sie bleiben kleiner als die Cordieritblasten und führen ebenfalls reichlich Einschlüsse von Opazit.

Der Cordieritknotschiefer weist Transversalschieferung auf. An ihr zergleiten die Cordieritblasten mit Kornzerfall und undulösen Partien. Die gefalteten Einschlußzüge im Cordierit werden durch die Transversalschieferung versetzt und nochmals geknickt. Das Erscheinungsbild der Transversalschieferung im Cordieritknotschiefer entspricht und geht konform mit der Transversalschieferung im übrigen Tuff und Tuffit des Diabaszugs von Eisenkappel. Somit dürfte die Prägung der Transversalschieferung im gesamten Diabaszug von Eisenkappel jünger als die Kontaktmetamorphose des Granits sein.

Aplit- und Quarzadern durchziehen den Cordieritknotschiefer nordöstlich Meleschniksattel.

Der feinkörnige Hornblende-Plagioklas-Fels nördlich des Meleschniksattels (Signatur 11 der Abb. 1) weist Intersertalgefüge und Pyroxenreste auf. So wie bezüglich eines ähnlichen Fundes im Cordieritknotschiefer südwestlich Spitzberg (zwischen Leppen- und Remschenigtal) könnte es sich eventuell um kontaktmetamorphen Diabas handeln.

Besonders bemerkenswert ist das Auftreten von korundführendem Pyroxen-Hornblende-Fels in der nämlichen Kontaktzone. Fundorte: Im Ebriachtal am linken Ufer und im felsigen Bachbett des Ebriachflusses bei der Volksschule Ebriach (nordöstlich Brücke Quote 682) und zwischen Leppen- und Remschenigtal in Seehöhe 1360 m am Güterweg südöstlich Jawornik. In beiden Vorkommen bildet Korund einen Hauptgemengteil des Gesteines, und zwar gedrungene, bis 1,3 mm lange Prismen mit Pleochroismus von hellbraun bis dunkelviolett.

Hornfels mit flächigem Parallelgefüge, 88

Es handelt sich um kontaktmetamorphes Eisenkappler Altkristallin im Hitzekontakt (innerer Kontakthof) am Südrand des Karawankengranits und teilweise auch am Rande des Tonalitgneises der Karawanken und zugehöriger Dioritlinsen. Diese Hornfelse sind zwischen Moscharnik und Vellach sowie nördlich Wh. Kupitz breit entwickelt, wobei auch in vortrefflicher Weise das migmatische Intrusionsdach des Karawankengranits erhalten sowie nördlich Kupitz auch die vorgranitischen Querstrukturen des Altkristallins in Form von Ziehharmonikafalten um vorwiegende NE-Achse einsehbar sind.

Von dieser Querstruktur bis zur Staatsgrenze nach Osten läßt sich die Hornfelszone längs des Südrandes des deformierten Granitplutons als schmales Band in Aufschlüssen und mittels Lesesteinen verfolgen. Im Bereich des Ebriachtales westlich Moscharnik fehlt der Hornfels. Zu erklären ist dieses Erscheinungsbild durch intensive sekundäre alpidische Einengungstektonik, wobei im Osten das Eisenkappler Altkristallin, im Westen das Paläozoikum der Südalpen unmittelbar auf die Granitlamelle ange-

preßt und überschoben wurden. Die Hornfelszone erlag somit tektonischer Reduzierung und Überschiebung.

Die isolierten linsenförmigen Hornfels-Vorkommen innerhalb des Eisenkappler Altkristallins mögen durch heute unsichtbare Intrusionszungen und nachfolgende Einengungstektonik entstanden sein. Sehr deutliche Hornfelsränder des Altkristallins finden sich um Dioritlinsen (96) im Remschenigtal, welche genetisch mit dem Tonalitgneis zu verbinden sind. Hornfelse im Intrusionsdach des Tonalitplutons im Altkristallin kommen auf österreichischem Gebiet in den Ostkarawanken nur nördlich und nordöstlich St. Margarethen vor, sind aber in Slowenien prächtig längs des Nordrandes des Tonalitgneises im Gebiet von Schwarzenbach (Črna) und östlich davon vorhanden.

Charakteristisch für den Hornfels ist die teilweise Erhaltung des flächigen Parallelgefüges seines Eduktes (Para- und Orthogneise des Eisenkappler Altkristallins). Der Mineralbestand des Altkristallins bildet in vorwiegend rekristallisiertem Zustand die Matrix und wird von großen Blasten der kontaktmetamorphen Neubildungen: Cordierit, Andalusit, neuer Biotit und Kalifeldspat umschlossen und verdrängt. Sillimanit tritt in der Form des Fibroliths vor allem am Kontakt des Tonalits häufig im Hornfels ebenfalls als kontaktmetamorphe Neubildung auf. Granat ist selten. Staurolith fehlt. In kontaktmetamorphem Amphibolit kristallisiert Spinell. Innerhalb der Migmatite (89) weicht stellenweise das flächige Parallelgefüge der Hornfesschollen (Paläosom der Migmatite) massigen Hornfelsen. Die Amphibolitschollen sind hier resistenter und bewahren das flächige Parallelgefüge.

Die mikroskopischen Gefüge deuten darauf hin, daß der Hauptanteil der postkristallinen Deformation der Paragneise des Eisenkappler Altkristallins älter als die Bildung des Hornfelses und somit älter als die Intrusion der Karawankenplutone ist. Mit Annäherung an den Hornfels verschwinden die Erscheinungen der Kornzertrümmerung, der geknickten Plagioklaszwillinge, der Serizit-Chlorit-Züge und der Phyllonite. Sie weichen der Rekristallisation der Gemengteile zunächst unter Bewahrung der Reste des flächigen Parallelgefüges des Paragneises, bis endlich auch dieses in manchen Schollen des Migmatits erlischt (Homogenisierung des Gefüges zu massigem Hornfels). Freilich nicht scharf abgrenzbar, aber anscheinend nur von untergeordneter Bedeutung sind die späteren postkristallinen Deformationen, die nach der Intrusion der Karawankenplutone das Altkristallin erfaßten und denen die Hornfelse als Härtlinge vielfach widerstanden.

Megaskopisch stellen die Hornfelse mit flächigem Parallelgefüge mittelkörnige, grau bis farblos gebänderte, häufig gefaltete Gesteine dar mit speckigen Partien muscheligen Bruches und grüner oder violetter (Cordierit) und rötlicher Farbtonung (Andalusit). Cordierit und Andalusit erweisen sich unter dem Mikroskop als einige mm groß und sind reich an Einschlüssen der Matrix. Sillimanit bildet Bärte. Pinit kommt vor. Mineralfaszielle Ungleichgewichte sind sicherlich vorhanden, denn neben neugebildetem Kalinatronfeldspat (vorwiegend dem Orthoklas nahestehend, wenig entmischtem Mikroklin) ist meist auch Hellglimmer vorhanden. Quarz und Plagioklas sind häufig optisch ungestört entwickelt. Wiederum treten die Ilmenitleisten mit Biotitaggregaten auf. Alter Biotit (postkristallin gequält) läßt sich mitunter von dem frischen rotbraunen, das Gestein kreuz und quer durchspießenden neuen Biotit anscheinend unterscheiden. Dazu durchziehen Aplit- und Quarzadern das Gestein. Die massigen

Hornfelstypen im Schollenmigmatit weisen bereits das klassische Bienenwaben-Hornfelsgefüge auf.

Migmatit, 89

Am Südrande des Karawankengranits blieb im Bereich westlich der Vellach (Kamm zwischen Ebriach- und Vellachtal südsüdöstlich Quote 826) und in der Kammregion zwischen Leppen- und Remschenigtal nördlich Wh. Kupitz bis Kach das migmatische Intrusionsdach des Altkristallins über dem Granitpluton erhalten. Es handelt sich um Bänder-, Ader-, Schollen- und Nebelmigmatit. Das Paläosom besteht aus hornfelsiertem Altkristallin, das Neosom aus mittelkörnigem Granit und Aplit des Karawankenplutons.

Das Neosom dringt zunächst schieferungsparallel (Bändermigmatit) und aderförmig (Adermigmatit) in den Hornfels ein. Dieser löst sich allmählich in Schollen auf (Schollenmigmatit), die teils unter Bewahrung des Streichens der s-Flächen und Lineation im Neosom schwimmen (cm- und m-Dimension), teils gekippt sind. Schließlich lösen sie sich diffus (Nebelmigmatit) in hybridem Mittelkorngranit und Aplit auf, welche dann in reinen Mittelkorngranit übergehen. Die Hornfelsschollen nehmen stellenweise regellos körniges Gefüge an. Granat und Quarz-Xenolithe (2 cm Ø) finden sich im Mittelkorngranit. Grobkorngranit und Diorit fehlen im Bereich des migmatischen Intrusionsdaches, dessen Neosom anscheinend aus mobilen und rasch erstarrenden Teilen des Granitmagmas hervorging.

Mylonite und Harnische der späteren Einengungstektonik durchschneiden die Migmatite des Intrusionsdaches.

2.3. Karawanken-Granitpluton

Der Pluton des Karawankengranits gehört zu den Magmatiten, welche in der Nähe des periadriatischen Lineaments, jener bedeutenden Störungszone der Alpen, welche Nord- und Südstamm des Orogens scheidet, auftreten. Nach der Intrusion wurde er alpidisch zu einer 46 km langen und maximal bloß 2 km breiten, tektonischen Lamelle deformiert. Im Bereich der geologischen Karte der Karawanken, Ostteil, befindet sich nahe dem westlichen Kartenrand das Westende der Lamelle, die hier als Diorit, achsial W-geneigt unter dem kontaktmetamorphen Diabaszug verschwindet. Ohne Unterbrechung, regional E–W streichend, beträgt die Länge der Lamelle auf österreichischem Gebiet 19 km bei maximal 1 km Breite.

Wie schon anlässlich der Erläuterungen der kontaktmetamorphen Hülle erwähnt (siehe oben!), intrudierte der Nordteil des Granitplutons den Diabaszug von Eisenkappel, hingegen der Südteil das Altkristallin. Reiche magmatische Differentiation und sekundäre tektonische Einengung lassen vermuten, daß der Granitpluton während der Intrusion mehrere Zehner von Kilometern breit war. Die Differentiationsreihe der Gesteine des Granitplutons reicht von Gabbro über Diorit und Granit zu Ganggesteinen. Die Gesteine des Granitplutons haben weder eine stoffliche Metamorphose noch eine regionalmetamorphe Schieferung erfahren. Es handelt sich um massige, vielfach grobkörnige Gesteine mit vorzüglicher Erhaltung des magmatogenen Mineralbestandes und der Erstarrungsgefüge. Im Zuge der späteren Einengungstektonik fand nur Dynamometamorphose statt.

Scherflächen, lokale hydrothermale Einwirkung an Klüften, Mylonitbildung ohne bedeutende Rekristallisation, prächtige Ausbildung von Harnischen an den Überschiebungen und schließlich die intensive tropische bis subtropische Verwitterung während des Tertiärs ohne reinigende Wirkung der hier bereits fehlenden Alpengletscher erschweren die Rekonstruktion der Internstrukturen des Granitplutons. Das geologische Kartenbild basiert hier vorwiegend auf Kartierung mit Hilfe von Lesesteinen. Gute Aufschlüsse im anstehenden Fels sind selten und wegen der üppigen rezenten Vegetation meist temporär beschränkt: Steinbrüche, Bauaufschlüsse, Quelfassungen, Schlitze und Bohrungen für die im Granit entspringenden Mineralquellen.

Die Beantwortung der Frage, wann der Granitpluton intrudierte, überläßt man besser zukünftigen Forschern mit Beobachtungsergebnissen einschlägiger Methoden, z. B. U/Pb-Methode etc. Stratigraphisch ist der Granitpluton jedenfalls jünger als die paläozoischen (? ordovizischen) Vulkanite und Sedimentite des Diabaszuges von Eisenkappel und älter als Mittel-Miozän. Gerölle des Karawanken-Grobkorngranits finden sich nämlich erdgeschichtlich zum ersten Mal eingebettet in Eibiswalder Schichten des Mittel-Miozäns (P. MIOČ, 1976, teste: E. FANINGER, 1978, S. 83) bei Huda Luknja in Slowenien (früher, angeblich fälschlich als „mitteloligozäne Sotzkaschichten“ ausgewiesen). Heute wird meist angenommen, daß der Karawanken-Granitpluton variszisch intrudiert sei, weil radiometrische Meßdaten entsprechend interpretiert werden (Abkühlalter an Biotit, Hornblende und Titanit aus Diorit, Granodioritporphyr und Hornblendepegmatit des Karawankengranitplutons, S. SCHARBERT, 1975). Nimmt man allerdings für die Intrusion des Tonalitplutons alpidisches Alter an, was recht wahrscheinlich ist, so ergeben sich gefügliche Interpretationsschwierigkeiten (siehe Karawanken-Tonalitpluton!).

Gabbro, 92

Die Differentiationsreihe der Gesteine des Karawanken-Granitplutons stellt zugleich die zeitliche Reihenfolge ihrer Platznahme dar. Beobachtbar sind die Resorption des Gabbros im Diorit, die Verdrängung des Diorits durch den Granit und das noch spätere Durchschlagen der Gänge (Granodioritporphyr, Aplit, Pegmatit, Lamprophyr).

Innerhalb des Diorits findet man an 4 Stellen des Kartengebietes anstehende Schollen von 0,3 bis 10 m Durchmesser, die aus grobkörnigem massivem Gabbro bestehen. Das sehr zähe und harte Gestein hat als Blockwerk in Bergstürzen und Alluvionen des Vellach-, Leppen- und Remschenigtales eine weitere Verbreitung. Die anstehenden Vorkommen sind: (1) Seehöhe 610 m im Bachbett südsüdwestlich Schloß Hagenegg (Scholle mit 10 m Ø). (2) Seehöhe 825 m, südöstlich Quote 850 (Scholle mit 0,5 m Ø). (3) Seehöhe 920 m, in der Abrißnische des Bergsturzes im Leppental westlich Riegelnik (Scholle mit 2,5 und 4 m Ø). (4) Eine kleine Gabbroscholle im Quellgebiet des Remschenigtales südlich Jawornik.

Freisichtig läßt der Gabbro tiefschwarze, bis 2,5 cm große Hornblende, mehrere mm große Biotitblättchen, farblosen Feldspat und grüne Körner (Olivin und Pyroxen) erkennen. Unter dem Mikroskop erweist sich der bis 5 mm große Olivin als Forsterit mit 8–13 % Fayalit. Der Pyroxen (3 mm Ø) ist Diopsid mit 10–50 % Hedenbergit. Stellenweise kommt Uralit vor. Die Hornblende weist Zonenbau auf: Rotbrauner innerer Kern mit Opazit-Entmischung; rotbrauner, ungefüllter äußerer Kern; grüner, ungefüllter Randsaum. Der Biotit zeigt rotbraunen Pleochroismus. Der Plagioklas

(8 mm Ø) besteht aus ungefülltem Bytownit bis Labradorit mit normalem Zonenbau. Apatit bildet schlanke, bis 3,6 mm lange und nur 0,2 mm breite Nadeln.

Der Gabbro des Karawanken-Granitplutons ist vollkommen ungeschiefert und zeigt kaum eine sekundäre Veränderung des magmatischen Mineralbestandes.

Diorit, 91

Der Diorit ist jünger als Gabbro, denn er zehrt die in ihm eingeschlossenen Gabbroschollen auf. Die allmählichen Umwandlungsstadien von Gabbro zu Diorit wurden beobachtet.

Der Diorit des Karawanken-Granitplutons besteht hauptsächlich aus mittelkörnigem, schwarz-weiß gesprenkeltem Hornblende-Biotit-Diorit. Mikroskopisch findet man zwei Hornblendegenerationen: Rotbraune, Opazit entmischte Kerne. Grüne, füllungsfreie Randsäume und selbstständige Individuen. Biotit zeigt wiederum rotbraunen Pleochroismus. Plagioklas weist normalen Zonenbau mit gefülltem Bytownit-Labradorit-Kern und ungefüllter Andesin-Hülle sowie ungefüllte selbstständige Andesin-Individuen auf.

Etwa die Hälfte des Areal, welches der Karawanken-Granitpluton östlich der Vellach bis zur Staatsgrenze einnimmt, besteht aus dem mittelkörnigen Diorit. Er wechsellagert mit dem Granit vorwiegend an steilen, E-W streichenden Grenzflächen (Abb. 2), bzw. wird unregelmäßig von Granit durchadert und resorbiert. Südlich des Schaidasattels taucht der Granit tunnelförmig unter sein walzenförmig deformiertes Dioritdach unter (Abb. 1). Im Zwischenstück zwischen Moscharnik (westlich des Vellachtales) und Volksschule Ebriach westsüdwestlich Säuerling hat der kartierende Sachbearbeiter keinen Diorit im Granitareal eingetragen, obwohl kleine Vorkommen des Diorits auch dort von H. HOLZER (1958, S. 221) erwähnt werden (südlich Säuerling, nordöstlich Bochne) und von CH. EXNER beobachtet wurden (Obojnik-Bachbett zwischen Seehöhe 692 und nördlich folgender Brücke).

Neben dem vorherrschenden mittelkörnigen Diorit kommen abweichende Varietäten vor, die ebenfalls der Signatur Nr. 91 zugeteilt wurden. Es sind dies die im folgenden zu erläuternden Vorkommen von Grobkorndiorit des Typus Maroltalm und südlich Schaidasattel, ferner Grandiorit und die Mischgesteine zwischen Diorit einerseits und Granit, Aplit und Pegmatit andererseits: Titanitfleckendiorit, gewisse Grobkorndiorite, Orbiculit, Monzonit, Syenit, Quarzsyenit und Hornblendepegmatit.

Grobkörniger Pyroxen-Hornblende-Diorit mit 2 cm langen und 7 mm breiten Hornblendeprismen in feinkörnigem dioritischen Grundgestein steht nahe der Staatsgrenze, 400 m nördlich der Maroltalm an. Das österreichische Staatsgebiet reicht hier über die Wasserscheide hinweg in den Einzugsbereich des Miestales (Mežatales). Die mikroskopisch braunen Hornblendekerne sind opazitisch entmischt. Die junge grüne Hornblendegeneration hat keine Entmischung und bildet Randsäume und selbstständige Individuen.

Grob- bis mittelkörniger Pyroxen-Hornblende-Diorit steht innerhalb der Mittelkorndiorite südlich Schaidasattel an (Steinbruch in Seehöhe 983 m ostnordöstlich Meleschniksattel und am rechten Ufer des Wildbaches nördlich Jh. Hirs). Der mikroskopisch farblose idiomorphe Klinopyroxen (Magnesiumdiopsid) bildet teils selbstständige Individuen, teils reliktsche Kerne, die von Hornblende ummantelt und verdrängt werden.

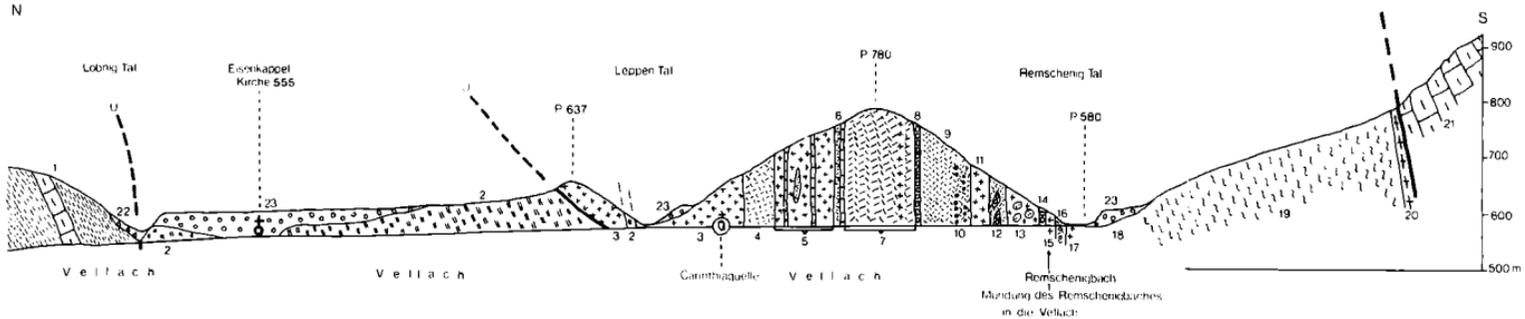


Abb. 2: Profil durch Eisenkappler Granitzug und Tonalitgneis (Ch. EXNER, 1972). Das Profil folgt dem rechten Ufer der Vellach und quert das Remschenigtal nahe dessen Einmündung ins Vellachtal. 1 = Nördliche Trias (mitteltriadischer Mergel und Kalk). 2 = Paläozoische Grünschieferserie (Grünstein, Tonschiefer, Graphitquarzit, Grauwacke und Diabas). Eisenkappler Granitzug: 3 = Grobkorngranit, vorwiegend mylonitisch. 4 = Mittelkörniger Diorit (70 m mächtig). 5 = Grobkorngranit (100 m) mit 2 Aplitgängen (je 2 m mächtig) und mit einer Dioritscholle. 6 = Mittelkörniger Diorit (10 m) und Aplit (3 m). 7 = Mittelkörniger Diorit (120 m). Er ist auch im Felsbett der Vellach aufgeschlossen. In einer Seitenschlucht durchschlägt ihn ein Grobkorngranitgang (2 m). Beiderseits dieses Ganges sprossen 1 bis 2 cm große Feldspate im Diorit. 8 = Gang (10 m) aus Granodioritporphyr mit zonar gebauten Feldspaten vom Rapakiwi-Typus. Die Lokalität befindet sich 400 m südlich der Carinthiaquelle. 9 = Mittelkörniger Diorit (76 m). 10 = Mittelkörniger Diorit (62 m), von Grobkorngranit injiziert und gefeldspatet. 3 cm große Feldspate sprossen im Diorit. 11 = Grobkorngranit (33 m). 12 = Mittelkörniger Diorit (30 m). Er wird gangförmig und diffus durchdrungen von Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus. 13 = Grobkorngranit (60 m). In ihm schwimmen bis 1 m große Dioritschollen (mittelkörnig), welche rindenförmig umgeben sind von Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus. Aufgeschlossen im Felsbett der Vellach. 14 = Gang (10 m) aus Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus. Reste einer Steingewinnung. Die Lokalität befindet sich gegenüber den Zollhäusern. 15 = Grobkorngranit, 3 m (Hang gegen das Remschenigtal, ebenso die folgenden Aufschlüsse!). 16 = Granodiorit. 17 = Grobkorngranit. 18 = Verdeckte Kontaktzone infolge Bedeckung durch Alluvionen und Terrassenschotter. 19 = Eisenkappler Altkristallin (Paragneis und Phyllo-niten). 20 = Tonalitgneis. 21 = Südliche Trias (hellgrauer gebankter Kalk mit farblosen Kalzitadern). 22 = Bergsturz. 23 = Terrassenschotter und Alluvionen.

Die Hornblende ist in 4 Generationen entwickelt: Braune primär-magmatische Kerne. Farbloser Grammatit des Uralits. Grüne, opazitisch entmischte Hornblende und endlich blaugüne ungefüllte Hornblende des Randsaumes. Mitunter tritt Biotit, selten Granat auf. Apatit zeigt wiederum die langnadelige Tracht.

Mittelkörniger Granodiorit (Fundort nahe der Mündung des Remschenigbaches in die Vellach) weist freisichtig gesprengeltes massiges Gefüge mit dunklen bis graugrünen Flecken (Hornblende, Biotit) und größeren farblosen Flecken (Plagioklas, Kalinatronfeldspat, Quarz) auf. Unter dem Mikroskop: Grüne Hornblende, brauner Biotit, Plagioklas mit basischen Kernen, Kalinatronfeldspat mit flauer Mikroklingitterung und Aderperthit. Quarz füllt die Zwickel aus. Apatit in langsäuliger Tracht. Trotz der ähnlichen Zusammensetzung fehlen diesem mittelkörnigen massigen Magmatit die charakteristischen Strukturen des Tonalits (automorphe Hornblenden und Biotit, basisches Kerngerüst und oszillierender Zonenbau der Plagioklase, gedrungene Apatitprismen). Es ist somit festzuhalten, daß typischer Tonalit nicht innerhalb des Karawanken-Granitplutons vorkommt.

Mischgesteine zwischen Diorit (Paläosom) und feldpatreichen jüngeren Magmanachschieben (Granit, Aplit, Pegmatit: Neosom) beobachtet man im Gebiet des Karawanken-Granitplutons an zahlreichen kleinen Aufschlüssen und vor allem weitflächig in Lesesteinen. Der Steinbruch „bei der Miklaumühle“ (eingetragen in der geologischen Karte am linken Hang des Leppentales südlich Miklau) war im Jahre 1955 zur Gewinnung von Straßenbausteinen in Betrieb und stellte einen prächtigen Großaufschluß von Diorit und Granit, ihren Mischgesteinen und den Ganggesteinen dar. Die feldgeologische und petrographische Untersuchung stützt sich wesentlich auf die dort gemachten Beobachtungen und auf die dort gewonnenen frischen Gesteinsproben. Der Steinbruch „bei der Miklaumühle“ ist seit dem Jahre 1960 verfallen und gegenwärtig verwachsen.

Granit, Aplit und Pegmatit durchdringen aderförmig den Diorit und lösen ihn in Schollen auf. Dabei unterliegt das Dioritgefüge der Auflockerung, Feldspatung, Quarzzufuhr, Umkristallisation der dunklen Gemengteile (Bildung großer Hornblenden und Titanite) und Homogenisierung zu monzonitischen, syenitischen und quarzsyenitischen Gesteinen.

An den Mischgesteinen beobachtet man recht allgemein die sekundäre Kornvergrößerung, die anscheinend durch die Zufuhr hochmobiler pneumatolytischer Substanzen stattgefunden hat. So entstehen auf sekundärem Wege Grobkorndiorite mit wolkigem Gefüge. Dazu gehören auch die Titanitfleckengesteine dioritischer und monzonitischer Zusammensetzung mit bis 1 cm großen idiomorphen gelbbraunen Titanitkristallen, umgeben von unregelmäßig begrenzten (wolkigen) Feldspataggregaten. Diffus auftretende, unregelmäßig (wolkig) begrenzte Hornblendepegmatite mit bis 15 cm langen und 2,5 cm breiten dunkelgrünen Hornblendeprismen, die divergent und unregelmäßig nach allen Richtungen sprießen, zeigen kontinuierliche Übergänge zu Diorit im m-Bereich. Grobkörniger hellgrüner Diopsid beteiligt sich am Aufbau von Monzonit, Syenit und Quarzsyenit. Diese Typen wurden auf Grund ihres mikroskopischen Mineralbestandes klassifiziert. Feldgeologisch stellen sie nur kleine homogenisierte Mischkörper mit unregelmäßiger Begrenzung und mit Durchmesser von 1 bis 10 m dar.

In den zuletzt genannten Mischgesteinen treten sonderbare Orbiculite auf: Etwa 5 bis 10 mm große farblose Kügelchen aus Quarz mit

0,5 mm dicker Diopsid-Hornblende-Rinde befinden sich in aplitischer Matrix. Oder es sind Quarzkügelchen derselben Dimension, jedoch ohne Rinde, in feinkörniger Diopsid-Hornblende-reicher Matrix des Quarzsyenits eingeschlossen. Jedenfalls sind die Orbiculite im Kartenbereich feldgeologisch auf Mischgesteine im Diorit des Karawanken-Granitplutons beschränkt.

Mischgesteinszonen mit ganz unregelmäßig diffusen Begrenzungen zwischen mittelkörnigem Diorit und Grobkorngranit stellen sich häufig als Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspäten vom Rapaikiwi-Typus dar. Ihr Mineralbestand gleicht dem des entsprechenden Ganggesteines. Es handelt sich zwar um häufige, jedoch jeweils auf den m-Bereich beschränkte, lokale wolkenförmige Grenzbildungen zwischen Diorit und Grobkorngranit. Feldgeologisch stehen diese metasomatischen Reaktionsbildungen in deutlichem Gegensatz zu den scharf begrenzten und weithin streichenden Granodioritporphyr-Gängen.

Granit, 90

Der Granit des Karawanken-Granitplutons zeigt eine sehr gleichmäßige, regellose Grobkörnigkeit mit gut erhaltenem magmatischem Erstarrungsgefüge. Basische Schollen stellen sich am Rande zum Diorit ein. Mittelkorngranit und Hybridgranit sind auf das Intrusionsdach beschränkt (Migmatit, siehe oben!). Es handelt sich um Granit eines typischen Hochplutons, dessen Magma von seinem Entstehungsort abgequetscht, in hohe Teile der Erdkruste aufstieg und dort in den relativ kalten Gesteinen Hitzekontakte schuf.

Sekundär wurde der Grobkorngranit im Zuge der alpinen Tektonik um die E–W Achse eingeeignet, ohne eine Regionalmetamorphose zu erleiden. Zahlreiche Quetschzonen mit Kataklase und Myloniten (ohne nennenswerte Rekristallisation) und hydrothermalen Veränderungen durchziehen den Granit. An Klüften im Granit steigen die Mineralquellen auf: Kohlsäuerlinge am rechten Ufer der Vellach südlich der Mündung des Leppenbaches, als sogenannte „Carinthia-Lithion-Quellen“ bezeichnet; und Kohlsäuerlinge von Ebriach am Südufer des Ebriachbaches, als „Säuerling“ auf der geologischen Karte südlich Plasnik eingetragen. Eine ausführliche geologische und balneologische Darstellung beider Mineralquellen-Gebiete lieferte unlängst F. KAHLER (1978, S.89–94).

Vorzüglich aufgeschlossen ist die Überschiebungsfläche des Grobkorngranits über dem Diabaszug von Eisenkappel in der rechten Flanke des Leppentales ost-südöstlich der zerglittenen Masse von Miklau. Die Überschiebungsfläche fällt 45°S. Der Granit erweist sich an der Überschiebung als Mylonit mit viele m² umfassenden Harnischen mit roten Überzügen von Hämatit und Limonit.

Häufig ist der Grobkorngranit tiefgründig verwittert und zerfällt zu Grus. Neben Lesesteinen und künstlichen Aufschlüssen können Felsaufschlüsse des nicht angewitterten Grobkorngranits nur an wenigen Stellen des Gebietes beobachtet werden (z. B. Kammgebiet zwischen Leppen- und Remschenigtal östlich Quote 859).

Freisichtig enthält der massige Grobkorngranit 2 bis 3 cm große, farblose oder rötliche Kalinatronfeldspatleisten, die häufig nach dem Karlsbader Gesetz verwillingt sind. Die porzellanweißen Plagioklase bleiben stets kleiner und treten mengenmäßig gegenüber Kalinatronfeldspat zurück. Der Quarz bildet nicht selten mit idiomorpher Ausbildung Großindividuen bis 1 cm Ø. Biotit bleibt klein. Seine Blättchen besitzen nur wenige mm

Ø. Sie sind teils regellos im Gestein verteilt, teils am Rande der großen Kalinatronfeldspate angereichert. Es fehlen Hornblende und Großplagioklas. Auf die Mischgesteinszonen mit Diorit beschränken sich in der Regel die Vorkommen von Plagioklashüllen um Kalinatronfeldspat. Für den reinen Grobkorngranit sind sie untypisch.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Kalinatronfeldspat als flau bis hart gegitterter Mikroklin mit Faser-, Ader- und Fleckenperthit. Der Plagioklas zeigt Zonenbau: Basischer gefüllter Kern mit oszillierendem Zonenbau. Jüngerer ungefüllter Oligoklas und winzige jüngste Albitkörnchen. Metasomatischer Antiperthit ist häufig. Biotit hat rotbraunen Pleochroismus. Quarz ist in 4 Generationen vorhanden: (1) Tropfenquarz. (2) Idiomorpher Großquarz mit Lamellen subparallel zur Basis. (3) Xenomorphe Zwickelfüllung mit Lamellen subparallel zur c-Achse. (4) Aggressive Quarzwachse in den Feldspaten. Myrmekit kommt vor.

Ganggesteine

Unter den Ganggesteinen des Karawanken-Granitplutons hat man zu unterscheiden zwischen einem älteren ungespaltenen (aschisten) Ganggestein mit granodioritischem Mineralbestand und porphyrischem Gefüge, welches mächtige und lang hinstreichende Gänge bildet (Granodioritporphyr) und abgespaltenen (diaschisten) Ganggesteinen teils sehr kieselsäurearmer (Lamprophyr), teils sehr kieselsäurereicher Beschaffenheit (Aplit, Pegmatit). Die zuletzt Genannten treten innerhalb des Karawanken-Granitplutons reichlich auf. Da ihr Gangstreichen wegen der schlechten Aufschlüsse häufig fraglich bleibt (Lesesteine), hätten wir punktförmige Eintragungen der vielen Apliten und einiger Pegmatite auf der geologischen Karte vornehmen können. Um aber das Kartenbild leichter lesbar zu machen, haben wir davon Abstand genommen und auf die Wiedergabe der Vorkommen von Aplit und Pegmatit verzichtet.

Granodioritporphyr, 93

Dieses auffallende Gestein mit den großen Feldspaten mit Zonenbau vom Rapakiwi-Typus und mit einer meist klein- bis mittelkörnigen, dioritischen Grundmasse kommt in mehreren Gängen vor, findet sich aber auch an der Grenze zwischen Diorit und Grobkorngranit und ist überdies in Lesesteinen (z. B. Bachgeschieben im Leppental) weit verbreitet und wird als interessantes petrographisches Schauobjekt gerne gesammelt.

Der annähernd saigere bis steil N geneigte Granodioritporphyr-Gang, der vom Steinbruch „bei der Miklaumühle“ nach WSW ins Vellachtal streicht und mit Hilfe von Aufschlüssen und Lesesteinen mit nur wenigen Unterbrechungen verfolgbar ist, besitzt 10 m Mächtigkeit und 1,1 km Länge. Ein zweiter, parallel verlaufender Gang desselben Gesteines hat ebenfalls 10 m Mächtigkeit und kann am rechten Steilufer der Vellach bei der Mündung des Remschenigbaches studiert werden (ehemalige, heute verwachsene Steingewinnung). Andere Granodioritporphyr-Gänge zeigen vorwiegend NW-Streichen, z. B. Seehöhe 630 m im felsigen Bachbett südsüdwestlich Schloß Hagenegg; oder im Bereich des Leppentales westlich und südlich Riegelnik.

Freisichtig läßt der Granodioritporphyr ein klein- bis mittelkörniges, dunkles bis fleckig graues biotitreiches Grundgewebe und große, annähernd idiomorphe bis eiförmige, häufig zonar gebaute Feldspate und meist auch große schwarze Hornblendepismen erkennen. Die großen Feldspate sind 0,5 bis 3,2 cm lang, haben leistenförmige Gestalt und häu-

fig einspringende Winkel (Karlbader Zwillinge). Meist zeigen sie den regelmäßigen Zonenbau wie die Rapakiwi-Granite (Finnland), nämlich einen idiomorphen, grau anwitternden Kalinatronfeldspat als Kern und eine farblose Plagioklashülle von 0,5 bis 3 mm Dicke, die nach außen mehr rundlich eiförmig abgegrenzt ist. Stellenweise erkennt man auch idiomorphe Großfeldspate, die farblos anwittern und zur Gänze aus Plagioklas bestehen. Hornblende-Großkristalle bilden 0,5 bis 1,2 cm lange gedrungene Säulen mit idiomorpher Prismenzone aber unregelmäßig abgeflachten Enden. Biotitaggregate ähnlicher Umrißform dürften stellenweise Pseudomorphosen nach Hornblende darstellen. Der Quarz zeigt idiomorphe Großkristalle. Biotit bleibt stets klein.

Unter dem Mikroskop zeigt die grüne Hornblende Korrosionsformen und wenig Entmischung. Der Biotit hat tiefbraunen Pleochroismus. Plagioklas ist in zwei Generationen vorhanden. Die eine Generation ist älter als Kalinatronfeldspat. Sie stellt die Hauptmasse der Grundgewebefeldspate dar. Ihre gefüllten Kerne bestehen aus Andesin, die ungefüllte Hülle aus Oligoklas. Die andere Plagioklasgeneration ist jünger oder teilweise gleich alt wie Kalinatronfeldspat. Sie besteht aus schwach gefülltem Oligoklas, findet sich als winzige Körner im Grundgewebe, bildet die Plagioklasrinden um Kalinatronfeldspat und baut die selbstständigen Plagioklasgroßkristalle (bis 2 cm \varnothing) auf, deren Kristallisation sich etwa gleichzeitig mit Kalinatronfeldspat vollzog. Die Oligoklasrinden umgeben den Kalinatronfeldspat mit metasomatischem Anwachssaum, das heißt sie verdrängen mit unregelmäßig gelappter Anwachfläche den Kalinatronfeldspat und gehen in metasomatische Perthitflecken im Kalinatronfeldspat über. Die Plagioklasrinde besteht häufig nur aus einem Grobkorn, das optisch einheitlich auslöscht. Karlsbader Zwillinge des Kalinatronfeldspatkernes setzen ohne Knick in solche der Oligoklasrinde fort. An der Naht zwischen Oligoklasrinde und Kalinatronfeldspatkern siedeln mitunter Quarz und MyrmeKIT.

Der Kalinatronfeldspat besteht aus flau bis hart gegittertem Mikroklin mit Faser-, Ader-, Flecken- und seltener Zonarperthit. In den Großkörnern finden sich häufig Einschlüsse orientiert oder unregelmäßig eingebauter alter Plagioklaskörner. Plagioklas des Grundgewebes wird stellenweise von einer eiförmigen Kalinatronfeldspatrinde umwachsen, die 0,2 bis 0,4 mm dick ist und einheitlich optisch auslöscht. Quarz zeigt 5 Generationen auf: (1) Tropfenquarz in den Feldspaten. (2) Idiomorpher Großquarz (bis 6 mm \varnothing) mit klarem Kern und randlichen Feldspat-Einschlüssen und mit das Gesamtkorn zerlegenden Quarzlamellen subparallel zur Basis. (3) Xenomorpher Grundgewebequarz mit Lamellen subparallel zur c-Achse. (4) MyrmeKITquarz. (5) Aggressives Quarzgewächs, das granophyrisch sämtliche Feldspate durchdringt. Apatit weist die langnadelige Tracht wie in Gabbro und Diorit auf.

Es kann wohl kein Zweifel sein, daß metasomatische Verdrängung der dioritischen Grundmasse durch vorwiegend später kristallisierten Feldspat und Quarz die Rapakiwi-Struktur des Granodioritporphyrs mitbedingt haben.

Lamprophy, 94

Einige Lamprophyrgänge von 0,5 bis 2 m Mächtigkeit wurden teils anstehend (Steinbruch „bei der Miklaumühle“, rechter Hang des Remsche-nigtales westnordwestlich Wh. Kupitz und Güterweg südsüdwestlich Ja-wornik), teils als Lesesteine beobachtet.

Das freisichtig feinkörnige, massige, dunkelgraue bis schwarze Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als Hornblende-Biotit-Kersantit mit porphyrischem Gefüge. Die grüne Hornblende (0,8 mm Ø) besitzt gefüllte Kerne. Der Biotit hat rotbraunen Pleochroismus. Die Plagioklas-Einsprenglinge stellen sich als lange schmale Labradorit-Leisten mit stellenweise gefüllten Kernen und oszillierendem Zonenbau dar.

Im Steinbruch „bei der Miklaumühle“ wird der Lamprophyrgang von jüngeren Aplitadern durchzogen. In der Umgebung der Aplitadern befinden sich im Lamprophyr rundliche Quarzkristalle (6 mm Ø) mit 0,4 bis 0,8 mm breiten Hornblende-Titanit-Rinden.

Bezüglich der auf der geologischen Karte nicht dargestellten Aplite und Pegmatite ist zu erwähnen, daß Aplitgänge im gesamten Gebiet des Karawanken-Granitplutons häufig sind. Im Steinbruch „bei der Miklaumühle“ erweisen sie sich als jünger als der Lamprophyrgang, den sie quer durchschlagen. Hornblende-Biotit-Pegmatite kommen als echte Gänge vor, abgesehen von den betreffenden Mischgesteinen (siehe Diorit!). Aplitgänge des Karawanken-Granitplutons schwärmen auch in das Eisenkappler Altkristallin aus.

2.4. Karawanken-Tonalitpluton

Der Tonalitgneis der Ostkarawanken leitet sich von einem Pluton unmittelbar nördlich des periadriatischen Lineamentes ab.

Dieser Pluton wurde verschiefert und lamelliert. Die so entstandene Tonalitgneis-Lamelle ist 43 km lang und maximal 2,2 km breit. Auf österreichischem Gebiet beträgt ihre Länge 8 km bei maximal 650 m Breite. Die s-Flächen des E-W bis WNW streichenden Tonalitgneises fallen steil nach S. Längs seines Nordrandes erweist sich der Tonalitgneis als N-vergent auf das Altkristallin angepreßt bzw. überschoben (Abb. 2). Den Südrand bildet die breite mylonitische Störungszone des periadriatischen Lineamentes, wobei im Westbereich des österreichischen Gebietes das südalpine Paläozoikum, im Ostbereich (Vellach bis Staatsgrenze) das südalpine Mesozoikum auf den Tonalitgneis N-vergent sekundär aufgeschoben sind.

Der primäre magmatische Kontakt des Tonalitplutons (Edukt des Tonalitgneises) beschränkt sich auf das Altkristallin: Hornfelsiertes Altkristallin am Nordrand des Tonalitgneises nördlich St. Margarethen und im Umkreis der Dioritlinsen. Reste des domförmigen Intrusionsdaches im Altkristallin sind ebenfalls noch erkennbar: In Slowenien und weniger deutlich nördlich St. Margarethen in Österreich. In Slowenien blieben auch noch Reste des Altkristallins unmittelbar südlich des Tonalitgneises und nördlich des periadriatischen Lineamentes erhalten (bei Plešivec und nördlich Kaplan).

Der ursprüngliche Tonalitpluton dürfte bedeutend breiter gewesen sein als die heute beobachtbare Tonalitgneislamelle. Die Intrusion des Tonalitplutons erfolgte in das Eisenkappler Altkristallin. Die heute im Süden an den Tonalitgneis tektonisch angrenzenden Schichten des südalpinen Paläo- und Mesozoikum weisen keinerlei Spuren von Kontaktmetamorphose auf und befanden sich zur Zeit der Intrusion des Tonalits jedenfalls weit außerhalb des Hitzehofes.

Der Tonalitgneis weist den primär-magmatischen Mineralbestand eines typischen Tonalits auf. Sein Gefüge ist jedoch intensiv postkristallin deformiert. Mit Ausnahme geringfügiger hydrothermalen lokaler Veränderung

fehlt Rekristallisation der Hauptgemengteile. Es hat nur Dynamometamorphose und keine Regionalmetamorphose stattgefunden. Auf Grund der mikroskopischen Gefüge, welche sich durch Kornzertrümmerung, Boudinage und intensiv postkristallin deformierte Quarzlagen auszeichnen, kann das flächige Parallelgefüge des Tonalitgneises hauptsächlich als sekundäre dynamometamorphe Verschieferung gedeutet werden. Konformes primäres Parallelgefüge mag angesichts der zahlreichen, konform zum Haupt-s des Tonalitgneises gelängten Einschlüsse von Dioritschollen („basischen Fischen“) ebenfalls mitgewirkt haben, dürfte jedoch genetisch von untergeordneter Bedeutung sein, wie entsprechende Erfahrungen am Tonalit des Adamelloplutons lehren. In Slowenien blieben nördlich Kaplan Partien regellos körnigen Tonalits erhalten, denen die postkristalline Verschieferung fehlt. In diesem Gestein ist der Quarz nicht postkristallin deformiert, sondern es blieben 1,8 cm große idiomorphe Quarzkristalle im massigen Tonalit erhalten.

Es ist also auch für den Karawanken-Tonalit ebenso wie für den Karawanken-Granit anzunehmen, daß er als großer, mehrere Zehner von Kilometern breiter Pluton intrudierte und sekundär im Zuge der alpidischen Einengungstektonik zur regional E–W bis WNW streichenden dünnen Lamelle postkristallin deformiert wurde.

Die Intrusion des Tonalit-Plutons erfolgte später als die präkambrische oder paläozoische (?) Prägung des Eisenkappler Altkristallins, welches er kontaktmetamorphosierte und vor der Sedimentation des Mittel-Miozäns, welches Gerölle des Tonalitgneises zusammen mit Geröllen des Karawanken-Granits bei Huda Luknja führt (siehe Karawanken-Granitpluton!).

Radiometrische Untersuchungen an Biotit des Tonalitgneises der Karawanken ergaben Alterswerte von 28 ± 4 und 29 ± 6 Mio. Jahren, also alpidische Daten (S. SCHARBERT, 1975).

Auf Grund des Unterschiedes der Gefügeprägung (massiger Karawankengranit, hingegen postkristallin verschieferter Tonalitgneis) würde man erwarten, daß die Verschieferung des Tonalitgneises älter sei als die Intrusion des Karawankengranits. Auch unterschiedliche Gefüge der Kontaktgesteine weisen in diese Richtung (CH. EXNER, 1972, 103–105).

Faßt man den Tonalit als alpidische Intrusion auf, wofür auch regionale Zusammenhänge zum Adamello und bis nach Piemont sprechen, sollte der Karawanken-Granit ein noch jüngerer, ebenfalls alpidisches Intrusionsalter besitzen. Dagegen sprechen die derzeitigen Interpretationen der am Granitpluton gewonnenen radiometrischen Daten.

Das Dilemma wird erst in Zukunft zu lösen sein!

Tonalitgneis der Karawanken, 95

Dieser stellt ein grob- bis mittelkörniges, schwarz-weiß geflecktes Gestein mit flächigem Parallelgefüge dar. Niemals fehlen die bis 2 cm langen Hornblendeprismen. Die 7 mm großen Biotite sind mitunter sechsseitig idiomorph. Der Plagioklas zeigt oszillierenden Zonenbau (Bytownit bis Oligoklas) mit Saussuritisierung und Korrosion des Kernes („basisches Kerngerüst“). Der Kalinatronfeldspat blieb zumeist als perthitarmer Orthoklas erhalten. Quarz bildet Lagen intensiv gegenseitig verzahnter und intensiv undulöser, länglicher Kleinindividuen (Kaltreckung!). Sie sind auch bezüglich ihres Gitterbaues straff geregelt und zu optisch gleichzeitig auslöschenden Überindividuen gruppiert, deren c-Achse um etwa 45° zum Haupt-s geneigt ist. Hornblende und Biotit weisen nur randlich und an Rissen geringe sekundäre Neubildungen von Grammatit, Epidot, Titanit

und Opazit auf. Der Plagioklas ist nur stellenweise mit Mikrolithen von Klinozoisit und Hellglimmer schwach gefüllt. Sämtliche Hauptgemengteile des Gesteines sind mehr oder weniger postkristallin verbogen und gequält.

In größeren Aufschlüssen beobachtet man stets die charakteristischen, cm-, dm- bis 2 m großen basischen Fische, die in linsenförmigen Schwärmen parallel zur Hauptschieferungsfläche des Tonalitgneises auftreten und aus Diorit bestehen. Der Diorit dieser Schollen („Fische“) bildet die Reste eines älteren magmatischen Differentiates des Tonalit-Plutons, in das das spätere Tonalitmagma eingedrungen ist. Mitunter sieht man, daß die dioritischen Fische randlich diffus in das tonalitische Gestein übergehen, also vom tonalitischen Magma resorbiert wurden. Hornblendeführende Aplite durchsetzen den Tonalit diskordant und sind selbst noch verschiefert.

Auf Grund des Mineralbestandes ist der Tonalitgneis der Karawanken als „echter Tonalit“ oder „Tonalit im engeren Sinne“ zu bezeichnen. Er entspricht nämlich bezüglich Mineralbestand, Korngröße, Primärgefüge, Accessorien und in strukturellen Einzelheiten wie z. B. den in Hornblende geregelt eingewachsenen Biotiten, dem Tonalit des Adamelloplutons. Auch die basischen Fische und die Ausbildung primärer und sekundärer Parallelgefüge sind im Adamellopluton gut studiert und können zum Vergleich unmittelbar herangezogen werden (A. BIANCHI & GIAMB. DAL PIAZ, 1937; A. BIANCHI et al., 1970; E. CALLEGARI & GIAMB. DAL PIAZ, 1973). Besonders dieser Vergleich macht ein alpidisches Intrusionsalter des Karawanken-Tonalits recht wahrscheinlich.

Der Tonalitgneis findet sich längs des Remschenigtales, erweist sich östlich der Vellach kurz unterbrochen und wurde neuerdings von EXNER westlich der Vellach gefunden (Bericht darüber derzeit in Ausarbeitung!), wo er bis zum Kamm südsüdwestlich Schloß Hagenegg an der Wasserscheide zwischen Ebriach- und Vellachtal aufgeschlossen ist. An den durchwegs steilen Hängen sind die Aufschlüsse bedeutend besser als im Karawanken-Granit. Es können zahlreiche Parallelprofile quer zum Streichen studiert werden. Sie zeigen, daß die Mylonitisation des Tonalitgneises mit Annäherung an die Störung des periadriatischen Lineamentes zunimmt. Der Mylonit ist an der Störung ca. 15 m mächtig. Häufig findet sich feinstkörniger schwarzer Ultramylonit.

Die Reste des Intrusionsdaches des Tonalits waren im Jahre 1969 während und unmittelbar nach dem Bau der Güterstraße nördlich St. Margarethen sichtbar. Die betreffenden Straßenböschungen sind zur Zeit bereits wieder verrutscht oder von Vegetation bedeckt. Zu beobachten waren hier der Hornfelskontakt, das achsiale W-Abtauchen einer Tonalitgneiswalze unter das Altkristallin und mehrere Altkristallinschollen (roof pendants) über dem Tonalitgneis.

Dioritlinsen, 96

Sie befinden sich im Altkristallin nahe des Nordrandes des Tonalitgneises. Sie bilden einen Linsenzug von der Staatsgrenze beim Grenzstein Nr. 221 bis westlich Wh. Kupitz. Wo sie besser aufgeschlossen sind (z. B. Wildbachrinne nordwestlich St. Margarethen) haben sie den Charakter von Lagergängen, die in das Altkristallin intrudierten. Ihr Gestein besteht aus mehreren m mächtigem Hornblende-Diorit und Hornblende-Biotit-Quarzdiorit. Am Kontakt zum Altkristallin sind prächtige Hornfelse aufge-

geschlossen. Es dürfte sich um sehr heißes Diorit-Differentiat des Tonalit-Plutons handeln. Die Gemengteile sind postkristallin deformiert.

3. Diabaszug von Eisenkappel

3.1. Diabaszug von Eisenkappel westlich der Vellach

(JÖRG LOESCHKE)

Von der jugoslawischen Grenze östlich Eisenkappel bis über den Schaida-Sattel im Westen zieht ein schmaler paläozoischer Gesteinszug, der durch basische Erguß- und Intrusivgesteine, Tuffe und Tonschiefer gekennzeichnet ist. Dieser „Diabaszug“ wurde schon von F. TELLER (1898) geologisch aufgenommen und in neuerer Zeit von Ch. EXNER (1972), J. LOESCHKE (1970, 1973) und W. WALTZ (1972) überarbeitet. Die hier wiedergegebene Gesteinsbeschreibung bezieht sich vor allem auf die Teile westlich Eisenkappel. Das Alter dieser Gesteine ist trotz intensiver Suche nach Fossilien bis heute ungeklärt. Zwei radiometrische Altersbestimmungen an den basischen Ergußgesteinen (LOESCHKE & WEBER, 1973) ergaben ein Alter von ca. 300 Millionen Jahren. Dieses Alter entspricht dem Oberkarbon (Westphal). Damit ist aber nicht das primäre Alter der Ergußgesteine gemeint, sondern das Alter der variszischen Metamorphose, welche in schwacher Form auch diese Gesteine überprägt hat. Nach H. P. SCHÖNLAUB (mündliche Mitteilung) sind die Gesteine des Diabaszuges aus regionalgeologischen Gründen vermutlich in das Karbon zu stellen.

Gesteinsbestand

Der Diabaszug umfaßt westlich Eisenkappel eine etwa 650 Meter mächtige Abfolge, die aus Tonschiefern, konglomeratischen Grauwacken, Tuffen, Pillowlaven (Pillow = Kissen) und Diabas-Lagergängen besteht (Abb. 3).

Pillowlaven, 80

Die Pillowlaven sind außerordentlich eindrucksvoll in der Ebriachklamm westlich des Kraftwerkes Ebriach zu sehen. Sie wechsellagern mit massigen Lava-Partien und zeigen mannigfache Formen, von denen die typischsten auf der Abb. 4 wiedergegeben sind. Das Gestein ist grünlich gefärbt und feinkörnig. Es besteht mikroskopisch aus Albit, Chlorit, Epidot, Calcit, Ti-reichem Augit und Fe-Oxyden. Das Gefüge ist porphyrisch und zeigt Ähnlichkeiten mit dem Gefüge von Basalten. Der exakte Name für diese Gesteine ist Spilit (G. AMSTUTZ, 1968). Randlich zeigen die Pillows grünlich-gelbe Säume, die vor allem aus Epidot bestehen. Zwischen den einzelnen Pillows finden sich öfters rotgefärbte, harte Zwickelfüllungen aus Quarz und Hämatit (Abb. 4). Die chemische Zusammensetzung ist ausgesprochen variabel, weshalb sich schlecht eine Pauschalzusammensetzung angeben läßt (Tab. 1). Insgesamt ist die chemische Ähnlichkeit mit Alkali-Olivin-Basalten sehr groß. Es handelt sich hier aller Wahrscheinlichkeit nach um basaltische Laven, die untermeerisch ausgeflossen sind und die nach der Erstarrung im Kontakt mit dem Meerwasser und während der tektonischen und metamorphen Überprägung sekundär verändert worden sind. Dies gilt sowohl für den Mineralbestand als auch für die chemische Zusammensetzung. Auffallend ist vor allem der im Vergleich zu Basalten hohe Wassergehalt und der hohe Gehalt an dem Mineral Chlorit, welches neben Epidot für die Grünfärbung der Gesteine verantwortlich ist.

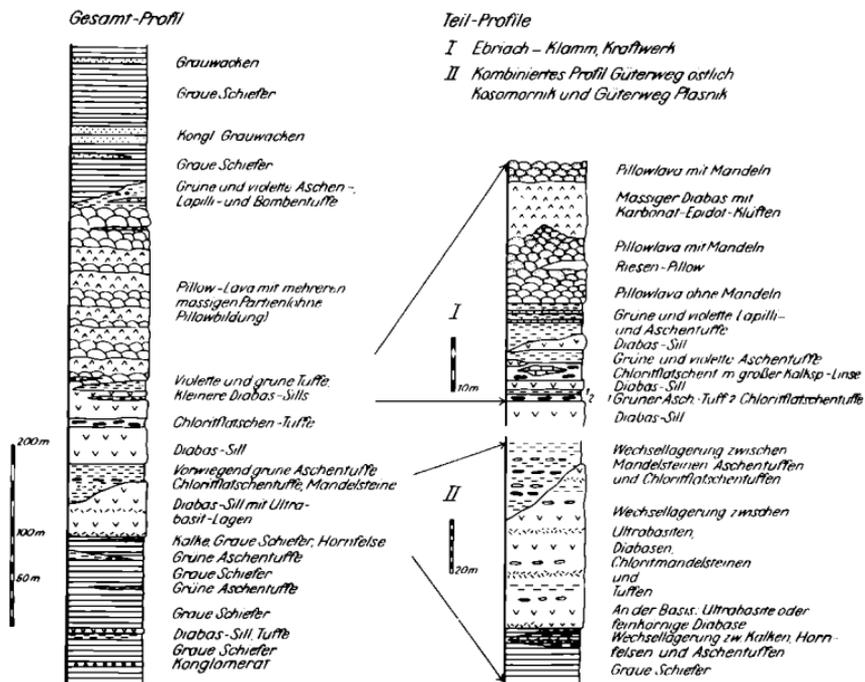


Abb. 3: Schematische Säulenprofile durch den Diabaszug westlich Eisenkappel (J. LOESCHKE, 1970).

Diabas, 82

Außer den dichten porphyrischen Spiliten der Pillowlaven treten im Ebrichtal auch grobkörnige Diabas-Lagergänge auf, die in verschiedene Horizonte der unter den Pillowlaven liegenden Tonschiefer und Tuffe ein-

Tabelle 1: Durchschnittliche Zusammensetzung und Standardabweichung (in Klammern) von Pillowlaven aus dem Ebrichtal (J. LOESCKE) n = Anzahl der Analysen (Teilanalysen in Klammern). Es wurde in Pillowsäume, Pillowränder, Pillowkerne und massige Partien unterschieden.

	Pillowsäume n = 4	Pillowränder n = 7(9)	Pillowkerne n = 7(9)	Massige Partien n = 4 (23)
SiO ₂	43,68 (3,65)	48,33 (2,91)	46,38 (1,70)	44,95 (2,30)
TiO ₂	4,17 (0,65)	3,41 (0,31)	3,52 (0,30)	3,64 (0,42)
Al ₂ O ₃	16,24 (0,97)	14,22 (1,16)	14,76 (0,99)	14,40 (0,77)
Fe ₂ O ₃	7,68 (1,08)	5,78 (1,69)	5,19 (0,95)	7,21 (1,26)
FeO	4,87 (1,33)	6,73 (0,99)	7,19 (1,69)	5,51 (0,87)
MnO	0,26 (0,03)	0,18 (0,02)	0,21 (0,02)	0,21 (0,02)
MgO	3,50 (0,91)	4,17 (0,62)	5,05 (0,73)	4,56 (0,42)
CaO	12,49 (1,99)	7,81 (2,15)	8,14 (1,47)	9,70 (3,60)
Na ₂ O	1,25 (0,19)	4,05 (0,69)	3,77 (0,64)	3,14 (0,71)
K ₂ O	1,51 (0,40)	0,71 (0,56)	0,62 (0,73)	0,87 (0,37)
H ₂ O ⁺	3,00 (0,55)	3,00 (0,64)	3,19 (0,91)	3,04 (0,34)
P ₂ O ₅	0,44 (0,13)	0,61 (0,06)	0,61 (0,08)	0,59 (0,09)
CO ₂	0,18 (0,05)	1,00 (1,03)	1,13 (1,04)	1,21 (1,67)

gedrungen sind (Abb. 3). Sie sind durch das meist intersertale, teils grobe Gefüge deutlich von den feinkörnigen Spiliten zu unterscheiden und eindeutig als Intrusivgesteine anzusprechen. Stellenweise kam es zur gravitativen Anreicherung von Olivin, Pyroxen und Hornblende, so daß sich gering-mächtige Lagen von Ultrabasit (81) an der Basis mächtigerer Lagergänge bildeten. Die Lagergänge sind am besten an den Güterwegen östlich Kosmornik und bei dem Gehöft Plasnik auf der Nordseite des Ebrichtales aufgeschlossen. Die Diabase bestehen aus Plagioklas-Tafeln (Albit/Oligoklas), die ein sperriges Gefüge bilden. Die Zwickel zwischen den Plagioklasen sind mit Chlorit ausgefüllt. Auffallend sind an manchen Stellen große Titano-Magnetit-Skelettkristalle, die in Leukoxen übergegangen sind und eine weiße Farbe zeigen. In wechselndem Maße kommen hinzu titanreicher Augit, Clacit, Epidot, Hornblende und Apatit. Bei den Ultrabasiten handelt es sich um Olivin-Gabbros, Pyroxenite und Hornblende-Peridotite. Sie bestehen aus Augit, Hornblende und serpentiniertem Olivin und zahlreichen Sekundärmineralen (Chlorit, Aktinolith, Grammatit, Talk, Klinozoisit, Calcit, Quarz), die einen dichten Filz bilden. Die Diabase zeigen chemisch große Ähnlichkeiten mit den Spiliten, während die Ultrabasite durch ihre hohen MgO-Werte und ihre niedrigen SiO₂-, Al₂O₃- und Na₂O-Werte deutlich von den Spiliten und Diabasen abweichen (Tab. 2).

Basischer Tuff oder Tuffit, 79

Pyroklastische Gesteine treten in dem Diabaszug sowohl unter und zwischen den Lagergängen als auch unter und über den Pillowlaven auf (Abb. 3). Sie sind grün oder rötlich gefärbt und variieren in ihrer Korngröße stark. So finden sich feine und grobe Aschen-Tuffe, außerdem Lapilli- und Bomben-Tuffe, die mehr oder weniger mit normal-sedimentärem Material vermischt sein können (Tuffite). Aufschlüsse findet man zum Beispiel im Ebrichbach auf der Höhe des Kraftwerkes und am Güterweg nach Ober-Ebrich. Die grünen Aschen-Tuffite bestehen vor allem aus Chlorit und Serizit, während die rötlichen Aschen-Tuffe ihre Färbung zahlreichen kleinen Hämatit-Körnchen verdanken. Die größeren Tuffe führen zahlreiche Bruchstücke basischer vulkanischer Gesteine, die unter dem

Tabelle 2: Durchschnittliche Zusammensetzung und Standardabweichung (in Klammern) von Spiliten, Diabasen und Ultrabasiten aus dem Ebrichtal (J. LOESCKE). n = Anzahl der Analysen.

	Spilite n = 23	Diabase n = 13	Ultrabasite n = 5
SiO ₂	45,97 (3,34)	47,15 (2,31)	42,66 (0,66)
TiO ₂	3,66 (0,53)	3,03 (0,35)	1,50 (0,12)
Al ₂ O ₃	14,90 (1,24)	14,62 (1,74)	8,37 (2,33)
Fe ₂ O ₃	6,47 (2,06)	3,78 (1,22)	2,51 (0,79)
FeO	6,16 (1,72)	8,05 (1,43)	8,87 (0,63)
MnO	0,21 (0,04)	0,21 (0,06)	0,19 (0,02)
MgO	4,30 (0,97)	5,09 (1,19)	21,12 (2,76)
CaO	9,84 (3,26)	6,55 (1,56)	7,11 (0,69)
Na ₂ O	3,08 (1,36)	4,39 (0,68)	0,69 (0,40)
K ₂ O	1,01 (0,80)	0,86 (0,42)	0,07 (0,07)
H ₂ O ⁺	3,00 (0,74)	3,57 (0,54)	5,57 (0,30)
P ₂ O ₅	0,58 (0,11)	0,50 (0,11)	0,26 (0,02)
CO ₂	0,92 (1,13)	1,45 (1,41)	0,21 (0,24)

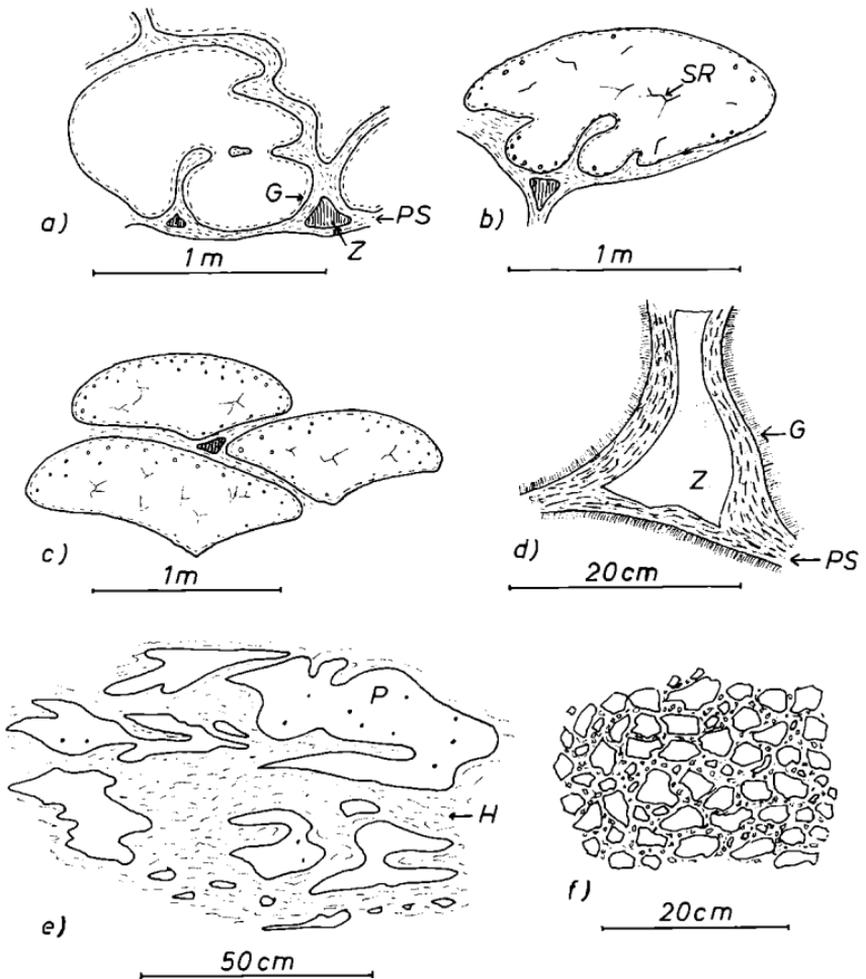


Abb. 4: Pillowformen aus dem Ebrichtal westlich Eisenkappel (J. LOESCHKE).
 a) Apophysenartige Ausbuchtungen in Pillows ohne Mandeln. G = Glashaut, PS = Pillow-Saum, Z = Zwickelfüllung.
 b) Wie unter a), nur mit Mandeln und Schwundrissen (SR).
 c) Typische Pillowformen mit konvexen Ober- und konkaven Unterseiten.
 d) Hydrothermal gebildete Zwickelfüllung (Z) (aus Quarz, Hämatit, Pistazit, Chlorit u. a.), die von einem Saum (PS) aus vorwiegend Pistazit, Chlorit und Leukoxen umgeben wird. G = Glashaut der angrenzenden Pillows.
 e) Schweißschlacke mit fluidal ausgezogenen Pillowlavaresten (P), die mit einer feinkörnigen Hyaloklastitmasse (H) verbacken sind.
 f) Brekzierte Pillowlava.

Mikroskop an der porphyrischen Struktur und an der Führung von gefüllten ehemaligen Gasblasen zu erkennen sind. Die chemische Zusammensetzung der Tuffe steht in Abhängigkeit von dem Anteil der verschiedenen pyroklastischen Fragmente. Aus Tab. 3 geht hervor, daß sich die Tuffe und Tuffite durch niedrige SiO_2 -Werte und höhere Fe- und Mg-Werte von den Tonschiefern unterscheiden. Die rötlichen Tuffite sind besonders Fe-reich.

Tabelle 3: Ausgewählte Analysen von Tuffen, Tuffiten und Tonschiefern aus dem Diabaszug westlich von Eisenkappel (J. LOESCKE).

	Grüner Tuff	Grüner Tuffit	Rötlicher Tuffit	Tonschiefer
SiO ₂	36,90	52,40	46,60	58,90
TiO ₂	3,55	1,90	3,64	0,78
Al ₂ O ₃	13,30	20,80	17,30	19,50
Fe ₂ O ₃	3,08	2,57	14,15	1,12
FeO	11,95	7,00	3,32	6,36
MnO	0,22	0,10	0,10	0,08
MgO	8,76	4,11	2,98	3,13
CaO	7,84	0,85	2,51	0,12
Na ₂ O	2,13	0,05	0,30	2,02
K ₂ O	0,26	5,10	5,17	3,68
H ₂ O ⁺	6,04	4,53	2,90	3,88
P ₂ O ₅	0,51	0,52	0,50	0,17
CO ₂	4,61	0,30	0,05	0,05
Σ	99,15	100,23	99,52	99,79

Tonschiefer, Grauwacke, 83

Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Diabaslagergänge und Pillowlaven kommen sedimentäre Nebengesteine vor, die die normale Sedimentation des Beckens darstellen, in welchem die vulkanischen Ereignisse stattfanden. Sie bestehen vorwiegend aus Tonschiefern (Abb. 3). Im untersten Teil des Profiles finden sich außerdem konglomeratische Rutschsedimente, die als Gerölle Vulkanitreste, Lydite und verschiedene Sandsteine führen. In die hangenden Partien der Tonschiefer sind Grauwackenbänke eingeschaltet, die beispielsweise am Güterweg nach Ober-Ebriach in der Nähe des Gehöftes Mautz auftreten. Die Grauwacken führen Reste von Tonschiefern, Vulkaniten, Sandsteinen, Lyditen und selten Kristallingerölle. Kalke sind außerordentlich selten, doch treten einige Kalkbänke unterhalb der Diabaslagergänge auf. Es sind feingeschichtete, detritische Kalke, die kontaktmetamorph verändert sind und korrodierte Conodonten-Bruchstücke führen, welche allerdings für eine stratigraphische Einstufung wertlos sind. Eine Besonderheit stellt ein Roteisensteinband dar, das im Ebriachtal nahe der oberen Schleuse am westlichen Ausgang der Ebriach-Klamm zu finden ist. Unter dem Mikroskop zeigt es eine enge Verwachsung zwischen feinstkörnigem Quarz und Hämatit.

Tektonik

Der Diabaszug ist im Norden von der Trias des Obirzuges und im Süden vom Granit von Eisenkappel jeweils durch eine Störung abgetrennt. In sich ist der Diabaszug außerdem stark verfaultet und gestört. Es handelt sich um einen nordvergenten Schuppenbau, der sich aus der tektonischen Wiederholung gleicher Schichtglieder ergibt und in Abb. 5 wiedergegeben ist. Die tektonische Beanspruchung ist umso stärker je enger der Raum zwischen der Trias im Norden und dem Granit im Süden wird. Da der Diabaszug im Norden der Trias aufgeschoben ist, muß er nicht nur variszisch, sondern auch alpidisch durchbewegt worden sein.

Geologischer Werdegang

Den Sedimentationsbeginn bilden die Tonschiefer im Liegenden der Lagergänge. Der Sedimentationsraum ist als relativ küstenfernes, ruhiges und tiefes marines Becken zu deuten, dessen normale Sedimente durch

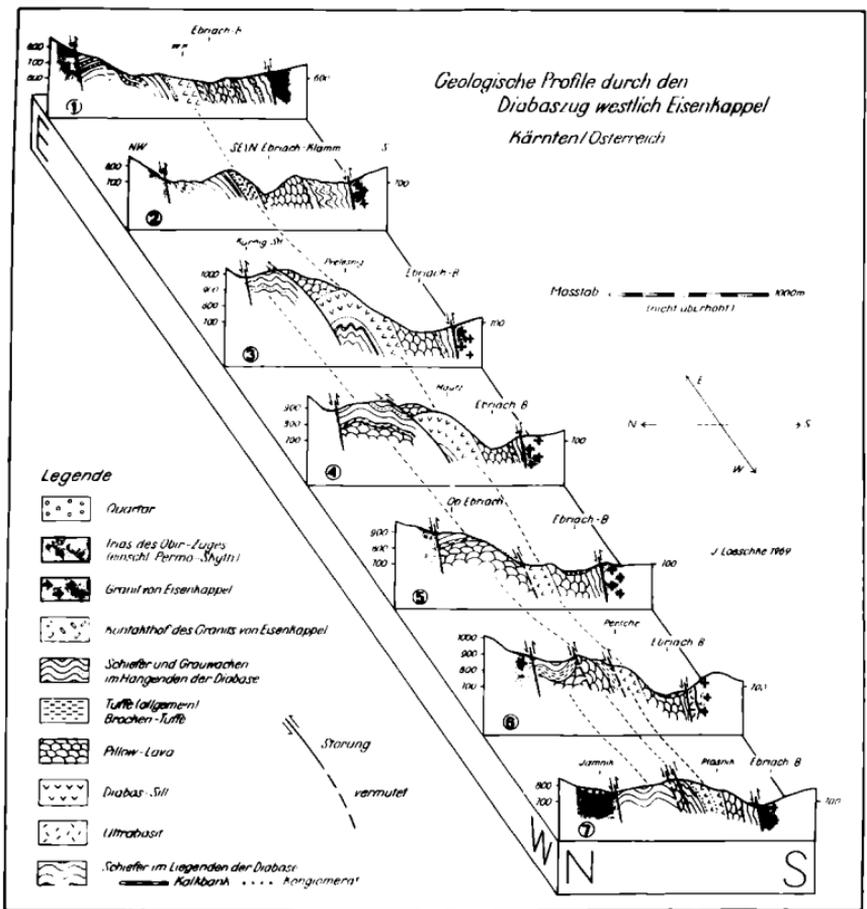


Abb. 5: Geologische Profile durch den Diabaszug westlich Eisenkappel (J. LOESCHKE, 1970).

Tone repräsentiert werden und in das gelegentlich gröbere Sedimente von den Seiten hineinrutschen. Vereinzelt kommen umgelagerte Kalke zur Ablagerung. Die erste das Becken unmittelbar betreffende vulkanische Tätigkeit macht sich danach durch die Ablagerung pyroklastischer Sedimente bemerkbar, die sich erst vereinzelt, dann in mächtigen Lagen in die Tonschiefer einschalten und zeitlich vor dem Auftreten der Pillowlaven liegen. An diese kurze Förderung pyroklastischen Materials schließt sich dann die Förderung der Pillowlaven an. Die Pillowlaven sind durch die unmittelbare Berührung der rotglühenden Lava mit dem Meerwasser entstanden. Die Wassertiefe war wahrscheinlich groß, da nur wenige oder gar keine Blasen Hohlräume in den Pillows vorhanden sind und sich eine klare Abhängigkeit zwischen abnehmender Blasenhäufigkeit und zunehmender Wassertiefe bei jungen Pillowlaven nachweisen läßt. Die Effusion muß in mehreren Schüben und schnell hintereinander erfolgt sein, da kaum Sedimentzwischenlagen zwischen den Pillowlaven vorhanden sind. Dabei kamen die inneren Teile mächtigerer Lavaströme nicht mehr direkt mit dem Meerwasser in Berührung und erstarrten in dichten massigen Lagen ohne Pillowbildung. Die äußeren Teile entwickelten Pillows, von de-

nen einzelne zerplatzten. Die Bruchstücke wurden mit den umliegenden Glasfetzen verbacken und bildeten Schweißschlacken. Die Laven wurden von hydrothermalen Lösungen durchdrungen, die auf Klüften, Scherfugen und in Zwickeln hydrothermale Absätze hinterließen. Kurz vor dem Ende der Lavatätigkeit wurden vereinzelt dünne kieselige Roteisensteinbänder abgelagert. Die Lava wurde im fast verfestigten Zustand noch etwas bewegt, wobei sie zerbrach und brekziöse Partien entstanden.

Nachdem die Laven ausgeflossen waren, die Lavadecke sich verfestigt hatte und der Schlot dadurch oberflächlich verstopft war, intrudierten die nachfolgenden Magmenschübe lagergangartig in die unter den Pillowlaven liegenden pyroklastischen Sedimente und riefen eine geringfügige Kontaktmetamorphose hervor. In mächtigeren Lagergängen bildeten sich gravitative ultrabasische Differentiate. Die auf den Pillowlaven liegenden Tuffe wurden entweder gleichzeitig oder nach der Bildung der Lagergänge sedimentiert. Nach der Ablagerung dieser Tuffe erlosch der Vulkanismus und die normale tonige Sedimentation wurde wieder aufgenommen. Es kam wiederum gelegentlich zu größeren Schüttungen aus den Grenzbereichen des Beckens, die diesmal als konglomeratische Grauwacken ausgebildet sind. Das vulkanische Geschehen ist im Vergleich zu der Dauer der normalen Sedimentation als relativ kurz anhaltend und episodisch zu betrachten.

3.2. Feldgeologische Bemerkungen zum Diabaszug von Eisenkappel östlich der Vellach und am Schaidasattel

(CH. EXNER)

Der Diabaszug gewinnt östlich der Vellach an Breite. Die Gesteine streichen meist WNW mit vorwiegendem S-Fallen.

Grüne, graue und violette, im angewitterten Zustand rotbraune basische **Tuffe und Tuffite (79)** bilden den hauptsächlichsten Gesteinsbestand. Ihre Korngröße bleibt unter 0,2 mm. Chlorit, Plagioklas, Quarz und Helliglimmer sind die vorherrschenden Gemengteile. Die sedimentäre Schichtung feinstkörniger farbiger und etwas gröberer farbloser Lagen zeigt mitunter auch Kreuzschichtung. Eine steile, um E–W streichende Transversalschieferung durchsetzt das gesamte Gesteinspaket. Auf den s-Flächen der Transversalschieferung hat das Gestein seidigen Glanz und häufig feine Wellung um eine oder mehrere Faltenachsen.

Mit den Tuffen und Tuffiten wechsellagernd bildet **Diabas (82)** mehr oder weniger lange anhaltende Gesteinszüge. Sowohl die feinkörnigen als auch die grobkörnigen Diabase weisen Intersertalgefüge auf. Als primäre Hauptgemengteile führen sie Pyroxen, Plagioklas, braune Hornblende und Opazit. Sekundäre Umwandlungen bedingen häufig beträchtliche Anreicherungen von Aktinolith (häufig Uralit), Epidot, Titanit, Chlorit, Hämatit und Karbonat. Der bis 250 m mächtige Diabaskörper Eisenkappel–Leppenberg (Quote 1090) bedingt den steilen Bergrücken mit Bergstürzen ins Lobnigtal, die auch rezent noch teilweise in Bewegung sind. In streichender Fortsetzung wird der über 1500 m Seehöhe aufragende steile Bergkamm Jawornik–Spitzberg von ebenfalls über 200 m mächtigem Diabas aufgebaut. In den umgebenden weichen Tuffen und Tuffiten finden sich statt Bergstürzen Gleitmassen, z. B. südwestlich Leppenberg.

Fundorte für feinkörnigen Diabas liefert vor allem der Leppenberg. Intersertal gefügter, grobkörniger Diabas mit 15 mm langen Plagioklaslei-

sten steht z. B. südöstlich Weidl an. Der verlassene Steinbruch im Leppental südöstlich Keber führt Grobkorndiabas in verschiedenen Stadien der Uralitbildung. Epidotfels mit Resten der Diabasstruktur baut den Fels am Rande des Bergsturzes, 500 m westnordwestlich Quote 1090 (Leppenberg) auf. Der bei tektonischer Beanspruchung spröde Diabas weist häufig Kataklyse auf und wird von zahlreichen Klüften durchdrungen, die mit Quarz, Kalzit, Epidot, Chlorit und Hämatit ausgefüllt sind. Mit Hämatit verkleidete Harnische findet man häufig. Roter Jaspis (eisenreicher Hornstein) ist am Leppenberg-Westkamm vorhanden. Er kommt auch auf den Halden des einstigen Zinnober-Bergbaues südöstlich Eisenkappel vor, der von O. M. FRIEDRICH (1955) beschrieben wurde. Ein analoger ehemaliger Bergbau befindet sich südlich Weidl.

Pillowlava (80) tritt nahe der Staatsgrenze bei Mosganberg auf. Die Kissen (pillows) haben 0,5 bis 2 m Durchmesser, flache Unter- und konvexe Oberseite. Es handelt sich um mittel- bis feinkörnigen Spilit. Die ehemals glasige Randzone der Kissen ist flasrig und extrem feinkörnig. Mandelsteine sind häufig (Ausfüllung von Gasblasen). Die Vorkommen folgen dem Mosganberg-NW-Kamm: 20 m hohe Felswände beim Güterweg in Seehöhe 1300 m, dann Lesesteine in Seehöhe 1450 m und endlich wieder 10 m hohe Felswände der Rückfallkuppe in Seehöhe 1534 m.

Ultrabazit (81): Ein kleiner Ultrabazitkörper tritt östlich der Vellach auf. Es handelt sich um 2,5 m mächtigen Pyroxen-Serpentinit, der am Güterweg an der Sonnseite des Leppentales zwischen Popp und Gregoritsch aufgeschlossen ist. Quetschzonen mit Harnischen grenzen ihn von den umgebenden Tuffen und Tuffiten ab. In seiner massigen grobkörnigen Innenpartie erweist er sich als weniger serpentinitisiert als in der feinkörnigen Außenzone. Talkschiefer als Serpentinit-Begleiter kommt in Lesesteinen im Leppental südöstlich Eisenkappel vor.

Westlich der Vellach befindet sich an der Wasserscheide südlich des Schaidasattels ein beinahe 400 m langer und einige m mächtiger Ultrabazitkörper, der in anstehenden Felsen aus einem Gebiet aufragt, das durch Lesesteine von kontaktmetamorphem Tuffit charakterisiert ist, wobei sich südlich der Ultrabazit-Linse auch bereits Lesesteine des nahen Diorits zusätzlich einstellen. So ist seine geologische Position problematisch. Es handelt sich um grob- bis mittelkörnigen Olivinfels mit Talkschiefer und Strahlsteinasbest.

Im Bereich östlich der Vellach umfaßt die Signatur **Tonschiefer, Grauwacke (83)** örtlich enge, beschränkte Vorkommen sedimentogener Gesteine, die von den uniformen feinkörnigen basischen Tuffen und Tuffiten merklich abweichen. Dabei handelt es sich um chloritarmen Tonschiefer mit wenig oder keiner Beimengung vulkanischen Materiales, jedoch mit charakteristischen Quarztlagen; ferner um Arkosequarzit (Lobnigtal west-südwestlich Wh. Schlöschitz), Graphitquarzit (420 m südsüdöstlich Kirche Eisenkappel) und Grauwacke mit Gesteinsbruchstücken (Tonschiefer, Sandstein, schwarzer Lydit) und klastischen Großkörnern (Quarz, Plagioklas, Schachbrettalbit, Hellglimmer) in einer feinkörnigen Matrix aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Chlorit und Opazit.

Nur ein einziges Vorkommen von grobem vulkanischem Tuff, der dem basischen Vulkanismus angehört, wurde östlich der Vellach aufgefunden und nicht ganz sinngemäß aus Ersparungsgründen der Signatur: Tonschiefer, Grauwacke unterstellt. Es handelt sich um Lesesteine (900 m südöstlich Kirche Eisenkappel) von basischer vulkanischer Tuffbrekzie mit 10 cm große Spilit-Bomben.

Bezüglich der **Tektonik** ist die Interntektonik (wahrscheinlich variszisch) des Diabasuzuges von Eisenkappel im Gebiet östlich der Vellach unterscheidbar von der extremen alpidischen Einengungstektonik mit Transversalschieferung, nordvergenten Überschiebungen und N–S streichenden Störungen.

Der Internbau ist durch Faltung, Schuppenbildung und Boudinage der basischen Tuffe, Tuffite, Diabase etc. um vorwiegend WNW, mitunter auch NW, NE und E–W Achsen gekennzeichnet. Diese Tektonik ist so intensiv, daß die ursprüngliche Schichtfolge des Diabasuzuges von Eisenkappel im Gebiet östlich der Vellach allein aus der heutigen Lagerung der Schichten nicht abgeleitet werden kann. Kataklase, Harnische, Klüfte, Scherzonen, Falten und disharmonische Bewegungen zwischen eher starrem Diabas und bildsamem Tuff und Tuffit ergänzen diese Situation.

Das geologische Kartenbild östlich der Vellach zeigt recht deutlich eine Diskordanz zwischen der WNW-streichenden Interntektonik des Diabasuzuges und dem vorwiegend E–W streichenden Permo-Mesozoikum der Nordkarawanken. Trotz nachfolgender alpidischer Deformation gibt sich auch heute noch die vor-oberpermische Winkeldiskordanz deutlich zu erkennen. Regional E–W streichender Permoskythsandstein grenzt an den NW und WNW streichenden Diabaszug (Koprein Petzen, Leppental zwischen Petschnik und Winkl, Lesesteine von Permoskythsandstein im Lobnigtal westsüdwestlich Wh. Schlöschitz). Die diskordant über dem Diabaszug gelegene oberpermische Transgressionsfläche wurde alpidisch deformiert, ist aber trotzdem noch heute aus dem geologischen Kartenbild ablesbar. Dazu kommt der Hiatus zwischen anchimetamorphem Diabaszug und nicht metamorpher Permo-Trias der Nordkarawanken. Zusammen ergibt dies eine paläozoische, wahrscheinlich variszische Prägung eines Anteiles des Internbaues des Diabasuzuges von Eisenkappel.

Der Externbau des Diabasuzuges ist alpidisch geprägt. Im Süden wird er vom Karawankengranit nordvergent überschoben (Abb. 2). Im Norden ist er nordvergent an das Permo-Mesozoikum der Nordkarawanken angepreßt und aufgeschoben (Abb. 1). Die Überschiebungsfläche fällt in der Mündungsschlucht des Lobnigbaches bei Eisenkappel 50 bis 75° S, an der Straße südwestlich Wh. Schlöschitz 50° S und im Leppental nordöstlich Auprich 70° S. Sicherlich gehören auch zahlreiche Quetschflächen etc. im Internbau des Diabasuzuges der alpidischen Ära an. Auch die eingangs genannte Transversalschieferung dürfte alpidisch geprägt worden sein. Ihre steilen, meist um E–W streichenden s-Flächen passen zur alpidischen Einengungstektonik der Karawanken. Die Transversalschieferung ist jünger als die Kontaktmetamorphose der Tuffe und Tuffite im Zuge der Intrusion des Karawankengranits (siehe Cordieritknotenschiefer!). Jungalpidische Störungen streichen N–S und versetzen die Überschiebungsbahn im Süden (östlich der Vellach südlich Eisenkappel) und im Norden (Koprein Sonnseite bis Koprein Petzen).

4. Eisenkappler und Seeberger Paläozoikum

(FRANZ TESSENSOHN)

Unter der mächtigen Karawanken Trias tritt das Paläozoikum im Blattbereich in zwei Aufbrüchen zu Tage, dem Seeberger Aufbruch und dem Eisenkappler Aufbruch.

Eine erste grobe Unterteilung der Sedimente im Seeberger Auf-

bruch in jung- und altpaläozoische Anteile wurde durch F. TELLER (1898) durchgeführt; während K. KOLLMANN (1938) die erste tektonische Gliederung des Aufbruchs gelang. Eine detaillierte stratigraphische Untergliederung war aber erst mit Hilfe der Conodontenstratigraphie möglich (Abb. 6). Bei der Neukartierung des Aufbruchs erwies sich vor allem der bisher wenig beachtete Trögerner Talkessel als geeignet zur Entwicklung eines Standardprofils, da hier die Beanspruchung geringer ist als auf der Vellacher Seite. Die ersten silurischen Graptolithen in den Karawanken wurden gefunden (J. ROLSER, 1968), und schließlich konnte das Profil im Liegenden biostratigraphisch bis ins oberste Ordovizium ausgedehnt werden (J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1971). In Trögern wurde auch der Flyschcharakter des Hochwipfelkarbons festgestellt (F. TESSENHORN, 1968). Das ganze Profil reicht jetzt nahezu vollständig vom Ordovizium bis in die Trias. Damit sind in den Karawanken genauso tiefe Einheiten wie in den Karnischen Alpen gefunden worden. Einige Schiefererrien auf der Vellacher Seite des Aufbruchs, der eigentlichen „Tiefe des Seebergs“ (F. TELLER, 1898), bleiben auch nach der Neubearbeitung noch stratigraphisch unsicher. Im Seeberger Aufbruch sind gute Aufschlüsse im Verlauf des Trögernbaches, im Verlauf der Vellach, in einzelnen Kalkklippen (Pasterk, Rapold, Storschitz, Grintoutz) und im Bereich der Paßstraße zu finden.

Der Eisenkappler Aufbruch, an die große Störung der periadriatischen Naht gebunden, ist viel schmaler. Aber auch hier wurde mit Conodonten die ganze Schichtfolge vom Ordovizium bis ins Jungpaläozoikum nachgewiesen. Die besten Aufschlüsse bietet der untere Trögernbach zwischen Trögerner Klamm und der Mündung in die Ebriach.

Gesteinsarten

Klastische Serie (?Alter), 76

Die Klastische Serie der „Seebergschiefer“ ist fossilifer und daher nicht genau einzustufen. Sie war seit dem Beginn der geologischen Bearbeitung ein zentrales Problem im Gebiet des Seeberges. Es handelt sich um mächtige klastische Serien, die zwar aus Grauwacken und Schiefen bestehen, denen aber die sedimentären Merkmale des Flysches fehlen, was nur zum Teil durch stärkere tektonische Beanspruchung erklärt werden kann. Als Leitgestein enthalten sie konkordant eingelagerte linsenförmige, helle, meist rötlich anwitternde Vulkanite, die sogenannten Feldspat-„Tuffe“ (Keratophyr-, Rhyolith-Tuffe).

Die Serie ist in der Legende der geologischen Karte mit Vorbehalt als Vorsilur eingestuft. J. LOESCHKE & J. ROLSER (1971) vermuteten aufgrund von Vergleichen mit anderen paläozoischen Gesteinsserien einen ordovizisch-silurischen Vulkanismus. Im Gegensatz dazu sind auch Argumente anzuführen, die zumindest für einen Teil der Klastischen Serie für eine Einstufung in das Devon sprechen: Das Silur ist in allen bekannten Vorkommen in den Karawanken geringmächtig und karbonatisch ausgebildet, klastische Sedimente vom Typ der Seebergschiefer passen nirgends so recht in die bekannt Schichtfolge. In unmittelbarer Nähe des datierten Devons im Felsentorgraben ließ sich eine laterale Verzahnung von hellen Tuffen und Tonschiefern der Klastischen Serie beobachten, sodaß zumindest für diesen Bereich deren Gleichaltrigkeit nachgewiesen ist.

Außer bei der Alterseinstufung gab es noch Schwierigkeiten in der Abgrenzung zum Hochwipfel-Flysch. Wieweit Teile der Seebergschiefer von den Hängen unterhalb des Storschitz und des Paulitschsattels zu diesem zu rechnen ist, konnte bisher nicht endgültig entschieden werden.

Postorogenes
Permo-Karbon

S E E B E R G

EISEN-
KAPPEL

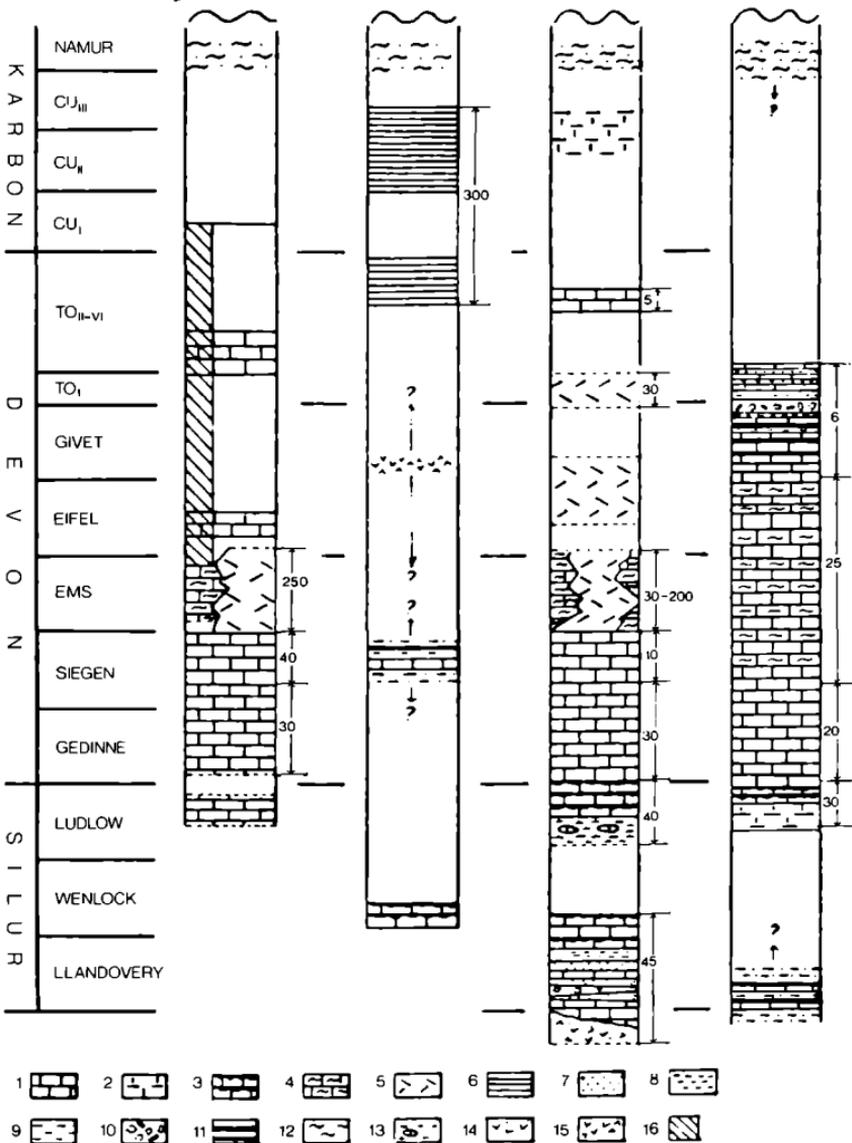


Abb. 6: Schematische Profilsäule des Seeberger und Eisenkappeler Paläozoikums (F. KUPSCH et al., 1971). 1 = Gebankte Kalke. 2 = Massige Kalke. 3 = Knollenkalke. 4 = Flaserkalke. 5 = Riff- und Riffschuttalk. 6 = Bänderkalke. 7 = Sandsteine. 8 = Tonschiefer. 9 = Tonig-sandige Wechselfolgen. 10 = Rutschsedimente. 11 = Lydite. 12 = Flysch. 13 = Mergel mit Kalkkonkretionen. 14 = Saure bis intermediäre Vulkanite. 16 = Durch Conodonten-Mischfaunen belegt.

Saure bis intermediäre Tuffe (Oberordoviz), (75)

Im Seeberggebiet ist im hinteren Talkessel von Trögern eine etwa 60 m mächtige Serie von Pyroklastika aufgeschlossen, die von Flachwasserkal-

ken des oberen Ordoviziums transgressiv überlagert wird. Die Folge besteht aus einem unteren Abschnitt kristallführender Aschentuffe (15 m), einem mittleren geschichteten Teil von Lapillituffen und Staubbuffen mit Pisolithen (10 m), die sicher subaerisch gebildet wurden, und einer oberen massigen Partie von ignimbrischen Schweißschlacken (35 m). Diese sauren Vulkanite entsprechen in Chemismus und stratigraphischer Stellung ähnlichen Bildungen der Grauwackenzone (Eisenerz), der Gurktaler Decke und des Klagenfurter Beckens.

Kalke mit klastischen Lagen (Oberordoviz–Silur), 74

Diese tiefsten Bereiche der fossilführenden Schichtfolge sind nur an wenigen Stellen im Gelände aufgeschlossen, so daß sie in der Karte als Einheit zusammengefaßt sind, obwohl sie durchaus unterschiedliche lithologische Schichtglieder umfassen.

Von silurischen Gesteinen im Seeberg Gebiet ist schon seit Beginn der geologischen Bearbeitung die Rede. Meistens wurden die „Seebergschiefer“ oder Teile der Bänderkalke im Kern des Aufbruchs ins Silur eingeordnet (E. SUSS, 1868; F. FRECH, 1887; F. TELLER, 1887; F. HERITSCH, 1927). Biostratigraphisch belegtes Silur mit Graptolithen und Conodonten wurde bei der Neubearbeitung an ganz anderer Stelle, in einem Profil im hinteren Trögerner Talkessel, gefunden (J. ROLSER, 1968). Später konnte dieses Profil noch tiefer, bis ins oberste Ordovizium stratigraphisch belegt werden (J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1968).

Das Profil im hinteren Trögerner Talkessel ist auf einem neuen Forstweg zu erreichen, der südlich von Waldhütte den Trögernbach quert. Von hier aus ist die Schichtfolge im Bach aufwärts in schlecht begehbarem Gelände erschlossen. Der Schlüssel zur ältesten geologischen Geschichte des Gebietes ist hier durch die Natur gut verborgen worden. Über den beschriebenen sauren Vulkaniten beginnt das Profil im Süden mit Flachwasserkalken des oberen Ordoviziums (Conodontenbereich I). Darüber folgt eine klastisch karbonatische Wechselfolge des Llandovery (cellonizone). Die amorphognathoides-Zone (Grenze Llandovery-Wenlock) liegt in Form von 6 m mächtigen Knollenkalken vor, die Trilobiten, Orthoceren, Graptolithen, Korallen und Bivalven enthalten. Diese Knollenkalke sind durch das sogenannte Cardiola-Niveau (4 m), schwarze bituminöse Kalke mit *Cardiola interrupta*, getrennt von ähnlichen Knollenkalken des Ludlow. Diese ca. 35 m mächtigen Orthocerenkalke sind leicht rötlich und enthalten neben Orthoceren *Scyphocrinus* und Conodonten, die aber in diesem Schichtabschnitt stratigraphisch nicht sehr aussagekräftig sind. Über den Orthocerenkalken folgen in mehreren Profilen die schwarzen Plattenkalke des Gedinne.

Ein ähnlich tiefreichendes Profil liegt am Ausgang der Trögerner Klamm im Eisenkappler Aufbruch vor (F. KUPSCH et al., 1971). Auch hier bildet das Oberordovizium mit dem Conodontenbereich I die Basis der Abfolge (nahe am Granit). Nach Süden folgen ca. 100 m mächtige Tonschiefer und Lydite mit einzelnen feinen Kalkbänken. Am Top folgen über einem Schilfkalk (ploeckensis-Zone des Ludlow) ca. 12 m Knollenkalke, gefolgt von den schwarzen Plattenkalken des Gedinne.

Weitere Vorkommen von fossilführendem Silur wurden im Seeberggebiet in Vellach unterhalb der Zollhäuser, an der Basis der Bänderkalke im Bach (sehr conodontenreich), sowie an der Paßstraße, im Bach oberhalb der Straße südlich Steiner, gefunden.

Basische bis intermediäre Tuffe und Tuffite (Devon), 73

Südwestlich der Sadonig Höhe ist im Felsentorgraben klastisches Devon nachgewiesen. Es führt Vulkanite, die in einer Serie von Tonschiefern mit Grauwackenbänken und hellen Kieselschiefern liegen. Basische bis intermediäre Aschen- und Lapillituffe und karbonatische Tuffite führen Bänke von Flaserkalken. Aus einer dieser Kalkbänke konnten einige Conodonten gewonnen werden, die eine Einstufung in das mittlere Devon ermöglichten (J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1971).

Kalke des Devon–Unterkarbon, 70, 71, 72

Die devonischen Kalke in ihrer unterschiedlichen Ausbildung und in ihren mannigfaltigen Erscheinungsformen bilden die landschaftlichen Akzente in den monoton steilen Schieferhängen des paläozoischen Seeberger Aufbruchs. Sie formen die markanten Gipfel von Storschitz und Grintoutz, der Paulitschwand und der Sadonighöhe und die Kalkrippen in der Tiefe des Vellachtales bei Rapold, Paulitsch und den Zollhäusern sowie zahlreiche klippenartige Vorkommen an den steilen Hängen. Im Nordbereich des Aufbruchs, vor allem in Trögern bilden die devonischen Kalke die Kerne von Sätteln innerhalb des karbonischen Flyschs. Der innere Kern des Seeberg-Gewölbes wird fast ausschließlich von Bänderkalken gebildet. Aus den devonischen Kalken des Pasterk stammen die ersten Fossilien, die aus dem Paläozoikum des Seebergs beschrieben wurden (Bronteus-Kalke?, E. SUESS, 1868; F. FRECH, 1887).

Die devonische Abfolge beginnt einheitlich mit schwarzen, bituminösen Plattenkalken des Gedinne. Sie sind gut aufgeschlossen bei K. 1507 unterhalb des Storschitz, an der Paulitschwand und bei Pasterk. Neben Conodonten der *Icriodus woschmidti postwoschmidti* und *Ancyrodelloides-Icriodus pesavis*-Zonen (W. ZIEGLER, 1971) enthalten sie schön ausgebildete Scyphocrinus-Lobolithe. Sie werden von rötlichen Flaserkalken und Crinoidenkalken überlagert, die in der Masse dem Siegen zuzuordnen sind, aber nicht überall zeitgleich einsetzen. Im Hangenden folgen auf diese rötlichen Kalke sehr unterschiedlich ausgebildete Kalke von überwiegend grauer Farbe, die faziell das gesamte Spektrum von mächtigen Riffkalken bis zu geringmächtigen Flaserkalken umfassen (F. TESSENHORN, 1974a) und stratigraphisch vom Ems bis ins Oberdevon I reichen.

Massiger Kalk (Devon–Unterkarbon), 71

Massige Kalke des Riffkomplexes sind 200–300 m mächtig und bestehen im Riffkern aus Korallen- und Stromatoporenkalken. Gut aufgeschlossen sind die Bildungen des Riffkerns an der Ostwand des Storschitz, südlich davon bei K. 1507 und am Prko (östlich der Vellach nördlich Plasnik). Es handelt sich um biospartische Kalke, die aus grobem Schutt und aufgewachsenen Stöcken von bis zu 40 cm großen Polstern von Stromatoporen und tabulaten Korallen bestehen. Häufig sind große Bereiche des Riffkerns sekundär dolomitisiert (Christophorus Felsen). Folgende Fossilien wurde in den Riffkalken gefunden: Tabulate Korallen (*Favosites*, *Thamnopora*, *Heliolites*), Stromatoporen, Crinoiden (Stielglieder, ein ganzer Kelch), inkrustierende Algen, vereinzelt Brachiopoden, Amphiporen, Styliolinen, *Calceola sandalina* (SCHULZE, 1968). Conodonten sind sehr spärlich, nur in den oberdevonischen Partien häufiger. Einige Riffe gehören stratigraphisch ins Ems (Felsen südlich Storschitz, K. 1507), einige ins Mitteldevon (Rapold II) und einige sicher ins Oberdevon I (Rapold III, Gr. Pasterk). Die größten Komplexe (Storschitz, Grintoutz) beginnen im

Ems und umfassen aufgrund der Funde von Amphiporen das Mitteldevon. Das Oberdevon wird hier nicht erreicht.

In den Fore-reef Bereich gehören die teilweise recht mächtigen Crinoidenkalke des Seeberg-Gebiets. Sie erregten schon recht früh das Interesse und wurden von den älteren Geologen treffend als „Seeländer Crinoidenbrekzie“ bezeichnet. Es handelt sich um schlecht sortierte Biosparit-Bänke mit relativ großen Stielgliedern. Am Kl. Pasterkfeldern werden diese Bänke bis zu 120 m mächtig. Die Zwickel sind meistens mit reinem Calcit ausgekleidet (birds eye-Strukturen). Einzelne mergelige Zwischenlagen sind sehr fossilreich. In den südlichen Vorkommen von Crinoidenkalken (Jeritsch) ist die Matrix mikritisch und enthält Styliolinen. An Fossilien wurden neben Crinoidenstielgliedern sowie Wurzeln und Kelchplatten Stromatoporen und Korallenbruchstücke gefunden. In den zwischengeschalteten mergeligen Lagen kommen große Gastropoden, Brachiopoden (Spirifer), Orthoceren, rugose Korallen, ein Scutellum Pygidium, Styliolinen und Conodonten vor. Das Vorkommen am Kl. Pasterk gehört stratigraphisch ins Siegen, das des Jeritsch Felsens ins Mitteldevon (Eifel).

Algenkalk und Amphiporenkalk, 72.

Sie gehören zu den Back-reef Bildungen. Die hellen Algenkalke kommen nur in der zentralen Riffzone vor und sind eng verknüpft mit den großen Riffkomplexen von Grintoutz, Storschitz und Prko. Bänke mit Onkoid-Detritus wechseln mit Stromatolithmatten und schichtparallelen Hohlräumen, die mit radialem Calcit lagig ausgekleidet sind. Die Amphiporenkalke sind dunkle bituminöse Pelmikrite, die zahlreiche Calcisphären enthalten. Sie wurden nur in Trögern westlich der Pristovnik Alm und in Vellach südlich Pasterk gefunden. In den Algenkalken überwiegt allochthoner Fossil-detritus, der von Blaugrünalgen umkrustet ist. Daneben wurden an autochthonen Einzelfossilien gefunden: Gastropoden, Algen vom Typ Girvanella, Stromatoporen, ein Spiriferide, eine Muschel, eine Amphipora. Die Algenkalke enthalten Amphiporen in Lebensstellung, Calcisphären und Gastropoden. Beide Kalktypen führen keine Conodonten. Aufgrund der Amphiporen kommt eine Einordnung ins Mitteldevon in Frage.

Flaserkalke, 70

Sie sind im Seeberg-Gebiet weit verbreitet. Sie bilden die Ablagerungen eines Beckens. Am mächtigsten ist das Vorkommen der Sadonighöhe, wo die Flaserkalke vom Ems bis ins Oberdevon reichen. Die Flaserkalke sind gekennzeichnet durch eine flaserige Internstruktur ohne durchhaltende Schichtfugen. Die äußere Erscheinung hängt stark vom Tonanteil ab, sodaß man mit dessen Zunahme alle Übergänge von gebankten Flaserkalken über Flaserkalke zu Kalkflaserschiefern finden kann. Die Flaserkalke enthalten in großen Mengen Styliolinen, sind aber ansonsten fossilarm. Kleinwüchsige rugose Korallen, Brachiopoden, Ostracoden und feiner Crinoidenschutt wurden gefunden. Conodonten sind in der Regel in hinreichender Menge vorhanden. Stratigraphisch wurde in der Fazies der Flaserkalke an vier Stellen Oberes Gedinne, an einer Stelle Siegen (K. 1507, südlich Storschitz), in den meisten Vorkommen Ems, an zwei Stellen Mitteldevon (Paßstraße, Georgshütte) und an der Sadonighöhe Oberdevon II nachgewiesen.

Zusammenfassend ergibt sich für den Seeberger Aufbruch im Devon das folgende Bild der Ablagerungsbedingungen. Im ganzen Gebiet

wurden zunächst schwarze Plattenkalke, darauffolgend rote Flaserkalke abgelagert, wobei das Milieu vom reduzierenden zum oxydierenden umschlug. Im Ems begann sich ein zentraler Riffgürtel herauszubilden, der Riffkern und Flankensedimente umfaßt. Als Ablagerungen des Riffkerns sind die groben Korallen- und Stomatoporenschuttkalke aufzufassen. Von den Flankensedimenten sind die Bildungen des Back-reef Bereichs besser aufgeschlossen. Die algenumspinnenden Onkoide und die Stromatolithmatten sind Bildungen sehr flachen Wassers und entstanden wohl in wattähnlichen lagunären Flächen, während die dunklen Amphiporenkalke wohl in abgeschnittenen lagunären Becken ohne viel Wasserbewegung gebildet wurden. Die groben Crinoidenkalke gehören in den Fore-reef Bereich des unmittelbaren Abhangs vor dem Riff, während die feineren mikritischen Crinoidenkalke mehr in der Gegend des Riff-Fußes gebildet wurden. Sie bilden ein deutliches Verbindungsglied zur Beckenfazies der Flaserkalke, deren wesentlichstes Kennzeichen eine ruhige Sedimentation unterhalb des Wellenflußbereiches ist.

Im Eisenkappler Aufbruch (KUPSCH et al., 1971) ist das Devon in mehreren Vorkommen am Südrand aufgeschlossen. Die kontinuierlichste Abfolge bot das Profil im Trögernbach am Eingang zur Trögerner Klamm, das am Ende der 60er Jahre aufgeschlossen war, jetzt aber größtenteils verbaut ist. Es begann mit den typischen schwarzen Kalken der woschmidti-Zone, die gefolgt wurden von Styliolinflaserkalken des Ems und der Eifelstufe. Im Hangenden folgte eine 2 m mächtige Wechselfolge von schwarzen Kalken und Lyditen des Givet, darüber ein sehr auffälliger Brekzienhorizont (3 m) mit kopfgroßen Korallenstöcken und schwarzen Lyditplatten. Dieser Horizont lieferte eine Mischfauna des Unterdevons bis Givet. Das Profil wurde abgeschlossen durch 2 m Schiefer mit Kalklagen des Oberdevons II. Insgesamt ist hier der gleiche stratigraphische Bereich wie im Seeberger Aufbruch, aber mit wesentlich geringerer Mächtigkeit und in ausgesprochener Beckenfazies repräsentiert.

Knollenkalk mit Konglomeratlagen (Oberdevon–Unterkarbon), 69

Der stratigraphische Bereich vom Oberdevon bis ins höhere Unterkarbon ist im Seeberg Gebiet gekennzeichnet durch meistens karbonatische, geringmächtige Ablagerungen wie Knollenkalke und plattige, leicht mergelige Kalke, die oft nur noch als Komponenten in Konglomeraten und Rutschsedimenten erhalten sind. Hier sind vor allem die Vorkommen vom Rapoldfelsen und vom Jeritschfelsen in Vellach zu nennen.

Am südlichsten der drei Rapoldfelsen, der aus oberdevonischem Riffkalk aufgebaut ist, stehen etwa 100 m unterhalb des Gipfels am Rande der großen Halde Konglomerate an, die Gerölle des Oberdevons in einer Matrix des Visé enthalten. Im Dolomit der Gipfelregion wurden außerdem Spalten gefunden, die mit goniatitenführenden Kalken des Visé gefüllt sind.

Auf dem Gipfel des Jeritschfelsens ist die Transgression von Knollenkalken des Obervisé (cu III) über steilstehende gebankte Crinoidenkalke des Mitteldevons aufgeschlossen.

Neben den gerade erwähnten Vorkommen sind Konglomerate auch noch in Trögern oberhalb Grubelnik zu finden, wo sie den Zeitraum Oberdevon II bis Unterkarbon III umfassen. Diese stratigraphische Spanne ist auch noch in Conodonten-Mischfaunen aus massigen Kalken des Unter- bis Mitteldevons nachzuweisen, die am Jeritschfelsen und am Grintoutz gefunden wurden.

Die Kalke dieses Zeitabschnittes enthalten in der Regel wenig Makrofossilien. Bemerkenswert ist allerdings das Vorkommen von Goniatiten in den Spalten am Rapoldfelsen und in den Knollenkalken des Jeritschfelsens. Die stratigraphische Zuordnung der Kalke erfolgt jedoch sicher mit Conodonten, die in diesen Kalken und Konglomeraten sehr häufig sind und in diesem Zeitabschnitt eine genaue Zonengliederung ermöglichen. Von Bedeutung sind vor allem die leitenden Formen der Gattungen *Palmatolepis* (do) und *Gnathodus* (cu).

In karbonatischer Ausbildung ist die höchste Stufe des Unterkarbons (cu III) im gesamten paläozoischen Aufbruch verbreitet. Diese Tatsache bildet die Basis für die stratigraphische Zuordnung des im Hangenden folgenden Flyschs.

Zusammenfassend lassen sich die Sedimentationsbedingungen während dieser Zeitspanne wie folgt charakterisieren: Mit dem Oberdevon I/II bricht im Seeberg Gebiet die kontinuierliche Sedimentation ab, höheres Oberdevon und tieferes Unterkarbon liegen nur lückenhaft vor. Aufarbeitungserscheinungen in Form von Kalkkonglomeraten, die den gesamten Zeitraum (do II – cu III) umfassen, sind dagegen häufig. Man muß sich wohl eine Periode wechselhafter Sedimentationsbedingungen mit teilweisem Auftauchen, mit Verkarstung in den Riffkomplexen und mit teilweiser Abtragung vorstellen. Die Hauptaufarbeitungsphase dürfte im hohen Oberdevon und im tiefen Unterkarbon gelegen haben, da diese Bereiche am lückenhaftesten belegt sind. Das höhere Unterkarbon (cu III) transgredierte teilweise diskordant über ein altes Relief.

Bänderkalk (Oberdevon–Unterkarbon), 68

Die Bänderkalke werden nur in einem beschränkten Gebiet im Inneren des Seeberger Aufbruchs angetroffen. Sie sind gebunden an eine strukturell tiefe Einheit innerhalb der Seeberger Schuppenzone (vgl. Tektonik). Die besten Aufschlüsse liegen im Bereich der oberen Paßstraße und des Seeberg Passes selbst, in der Tiefe des Tales unterhalb der Zollhäuser und in den 300 m mächtigen Hallerfelsen.

Die Bänderkalke sind feinkörnige Gesteine, die in der Farbe von schwarz über grau bis zu lichtweiß reichen können. Die schwarzen Partien sind jedoch seltener, das Gros der Vorkommen ist lichtgrau. Bei der Bänderung handelt es sich um eine nicht durchhaltende Streifung von hellen grauen und schwarzen Partien. Sie kann plötzlich an unsichtbaren Grenzen im homogenen Material aussetzen oder wieder neu einsetzen. Schichtfugen fehlen in typischen Bänderkalken. In fortgeschrittenerem Stadium der Bänderung entstehen s-parallele Rekrystallisationsstreifen und einzelne Calcitknauern im Sediment, die von der Bänderung umflossen werden.

Im Dünnschliff erkennt man, daß die äußerlich homogene Kalkmasse eine Unzahl von spindelförmigen, länglichen Körpern enthält, die in wenigen Fällen noch als Fossilreste (Crinoiden) zu erkennen sind. Diese Körper sind in einer Weise zerbrochen, gelängt und verflößt, daß man den Eindruck plastischen Fließens gewinnt.

Das wesentlichste sedimentäre Kennzeichen ist die große Homogenität des Materials. Die feinkörnigen dichten Kalke müssen kontinuierlich, ohne Unterbrechung durch die Zufuhr klastischen Materials, abgelagert worden sein. Es entstand offensichtlich keine Bankung. Nur wenige sedimentäre Reliktstrukturen zeigen, daß wohl in der Regel das heutige s der ehemaligen Schichtung parallel geht. Außerdem dürften die unterschiedlichen

Färbungen auf geringe Unterschiede im Gehalt an organischer Substanz zurückgehen und damit primäre Merkmale sein. Die einzigen Makrofossilien, die bisher in den Bänderkalken gefunden wurden, sind einige schlecht erhaltene Crinoiden-Stielglieder. Auch der Conodontengehalt ist spärlich. Neben *Palmatolepsis* sp. indet. wurden noch *Scaliognathus anchoralis*, *Siphonodella crenulata*, *Gnathodus texanus*, *G. bilineatus bilineatus*, *G. girtyi* gefunden. Am häufigsten ist das Unterkarbon vertreten (cu II–III), an zwei Stellen das Oberdevon (ohne nähere Untergliederung). Zur Fazies der Bänderkalke läßt sich nicht sehr viel sagen. Sie müssen in einem Stillwasserbecken kontinuierlich ohne klastische Zufuhr sedimentiert worden sein. Die Crinoidenreste und die Conodonten weisen auf ein vollmarines Milieu.

Die Bänderung ist tektonischer Entstehung. Dafür spricht vor allem das begrenzte Auftreten in nur einem tektonischen Stockwerk. Bei der Beanspruchung konnte der tektonische Druck nicht durch Inhomogenitätsflächen aufgenommen werden, weil solche fehlten. Deshalb wurde der Druck auf das gesamte Gestein übertragen und dieses vollständig zerstört. Das muß unter erheblicher Überdeckung stattgefunden haben, wie die vielen Hinweise auf ein fast plastisches Verhalten zeigen. Die Überdeckung ergibt sich sehr leicht durch das Auftreten in tiefer struktureller Position im Schuppenpaket des Seebergs.

Hochwipfelschichten (Unterkarbon), 66

Diese mächtige Sedimentserie nimmt die größte Aufschlußfläche im paläozoischen Seeberger Aufbruch ein. Ein nördlicher Bereich, bestehend aus dem Trögerner Flyschzug (vom westlichen Blattrand bis zu Kristan) und dem Vellachtal bis nördlich der Sadonighöhe) ist tektonisch getrennt von einem südlichen Bereich (südlich der Seebergstraße von Sauerbrunn bis Lesnikhütte).

Sicherer Hochwipfelschicht tritt auch im Eisenkappler Aufbruch südlich der Diabase und des Granitzuges auf.

Die Flyschsedimente bestehen aus einer monotonen Abfolge gut gebankter Grauwacken, Siltsteine und Schiefer. Die lithischen, unsortierten Grauwacken enthalten als Gesteinsbruchstücke Spilite und Phyllite. An Sedimentstrukturen sind gradierte Schichtung und Sohlmarken (load casts, flute casts, groove casts) in jedem Aufschluß zu beobachten. Die Siltsteine sind grau bis gelblich und häufig etwas karbonatisch. Sie sind in der Regel fein schräggeschichtet (current bedding) und sehr häufig durch bankinterne Verformung (convolute bedding) gekennzeichnet. Die Schiefer sind matt schwarzgrau, glimmerarm und splittrig. Seltene Einschaltungen anderer Gesteine in diese Wechselfolge sind Parakonglomerate (pebbly mudstones), Rutschsedimente (mudflows) und Lyditbrekzien.

Die Flyschserie hat bisher außer einem problematischen 80 cm langen Pflanzenstengel (F. TESSENHORN, 1968, S. 116) und viel undefinierbarem Pflanzenhäcksel keine Körperfossilien geliefert. Dafür sind aber Spurenfossilien häufig. Es konnten die Formen *Paläodictyon*, *Nereites*, *Phycosiphon*, *Lophoctenium* und *Dictyodora liebeana* identifiziert werden. Es handelt sich um eine typische Spurenergesellschaft paläozoischer Flysche, wobei *Dictyodora* für den untersuchten Bereich die Bedeutung eines Leitfossils zukommt, das nach einigem Suchen an allen untersuchten Flyschaufschlüssen gefunden werden kann, wenn die tektonische Beanspruchung nicht zu stark ist. – *Dictyodora* wurde sowohl in den Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen als auch in der Pölland Gruppe des Karbons von Nötsch (F. TESSENHORN, 1972) gefunden. – Das Alter des Hochwipfel-

flyschs kann mit den bisher bekannten Fossilien nicht genau festgelegt werden; es bleibt nur die Möglichkeit der Eingrenzung von unten und oben. Die Basis wird in vielen Fällen von Kalken des Visé (cu III) gebildet und eingelagerte Kalkkonglomerate (des Basisbereichs) enthalten Visé-Gerölle. Deshalb muß der Flysch also jünger sein. Das überlagernde Oberkarbon ist nach Conodonten (*Idiognathodus*) und Fusulinen in das Westfal C-D einzustufen. Der Flysch dürfte also den dazwischen liegenden Zeitraum einnehmen und mit seiner Masse ins Namur gehören.

Aus Abfolge, Lithologie und Sedimentstruktur läßt sich für die Flyschserie folgendes Faziesbild ableiten. Längere Zeiträume ungestörter ruhiger Tonsedimentation wurden episodisch unterbrochen durch die „momentane“ Ablagerung von Grauwackenmaterial. Unreinheit, schlechter Sortierungsgrad und hoher Tonanteil dieser Grauwacke weisen zusammen mit den erwähnten Sedimentstrukturen darauf hin, daß es sich um Turbidite handelt. Alle diese Merkmale in Verbindung mit den Spurenfossilien und der tektonischen Beziehung zu einer Faltung zeigen, daß hier ein echter variszischer Flysch vorliegt. Die Schüttungsrichtungen verlaufen parallel zum Streichen der tektonischen Einheiten von NE nach SW; allerdings kommen besonders im Südbereich auch abweichende Richtungen (nach NW und nach NE) untergeordnet vor.

Auernigschichten (Oberkarbon), 65

Die molasseartigen Sedimente des Oberkarbons und Unterperms kommen in mehreren langgestreckten Zügen im Norden und Süden des Seeberger Aufbruchs vor. Ein Zug erstreckt sich parallel zur Koschuta Störung im Norden des Trögerner Kessels, ein weiterer Zug von Pristovnik aus nach Westen bis ins Vellachtal, ein südlicher Zug quer durch die Vellacher Kotschna bei Maierhof. Kleine Vorkommen liegen an der Grenze zwischen Roblekalm und Storschitz, westlich der Sadonighöhe und, tektonisch von großer Bedeutung, im Seeberger Fenster an der Paßstraße. Das diskordante Auflager dieser Sedimente auf steilstehendem Hochwipfelflysch ist an mehreren Stellen aufgeschlossen.

Die Ausbildung der Sedimente innerhalb der Abfolge ist stark variabel, aber die Zusammensetzung der Abfolge ist konstant. Sie besteht aus einem Wechsel von dunklen Fusulinen/Schwagerinenkalken, bräunlich verwitternden weichen Schiefen, hellen mürben Sandsteinen und groben Quarzkonglomeraten. Die Quarzkonglomerate bilden massige Bänke mit gut gerundeten Quarzgeröllen von 3–5 cm Durchmesser. Das Bindemittel ist quarzitisches. Andere Gerölle sind sehr selten, es handelt sich um typische Restschotter. Die bituminösen schwarzen Fusulinenkalke treten meistens in längeren, linsenförmigen Körpern in der Schichtfolge auf. Sie enthalten Fusulinen, Brachiopoden, Gastropoden, Korallen, Crinoiden, Algen und seltene Conodonten (*Idiognathodus* sp.). Die Schwagerinenkalke sind ähnlich fossilreich. Beide Typen sind vollmariner Entstehung. Die Tonschiefer sind gleichfalls sehr fossilreich. Folgende Fossilien wurden z. B. an der Wegegabel südöstlich von K. 1336 gefunden: *Karavankina elegans* (RAMOVŠ), *Aviculopecten carboniferous*, *Waagenoconcha* sp., Trilobiten, ein Goniatit, Crinoiden mit gedrehten Stielen, Spiriferen (Steinkerne), Einzelkorallen, *Orthoceras* sp., ein Nautiloide, Fenestellen, *Polypora* sp., Gastropoden, zweiklappige Muscheln (noch am Wirbel zusammenhängend), *Zoophycos*, Landpflanzen. Die silbergrauen sehr glimmerreichen Sandsteine enthalten Landpflanzen (*Calamites* sp.) und *Scolicia*-Spuren. Die Fauna dieser Schichten ist bisher nicht modern bearbeitet worden. Permische und

oberkarbonische Anteile der Schichtfolge lassen sich anhand der Fusulinen und Pseudoschwagerinen gut unterscheiden. Die Conodonten in den Fusulinenkalken sprechen für ein Alter des Westfal D. Die Schichtfolge enthält fluviatile (Quarzkonglomerate), deltauische (Sandsteine) und marine Anteile (Schiefer, Kalke) in buntem Wechsel; die Sedimentation erfolgte vermutlich auf einem flachen weiten Schelf in der Nähe der Küste.

Trogkofelkalk (Unterrotliegendes), 64

Auf der Karte sind nur größere Vorkommen ausgeschieden. Am besten zugänglich ist das Vorkommen der Höhe 1336 oberhalb von Pristovnik in Trögern; weitere Vorkommen finden sich an der Staatsgrenze westlich der Sadonighöhe in Vellach. Der Kalk ist lichtgrau bis weiß, stellenweise mit rötlichen Partien. Die Ausbildung ist massig, sehr oft mit diffusen Dolomitisierungszonen, manchmal auch brekziös. Die Fossilien sind meistens kleine Pseudoschwagerinen, Kleinforaminiferen, Algen, Bryozoen, Korallen, Crinoiden, Bellerophoniten.

Grödener Schichten (Oberrotliegendes), 62

Die Basis der Grödener Schichten, des kontinentalen Mittelperms der Südalpen, bildet die Tarviser Brekzie. An zwei Stellen des Kartenblattes liegt die Tarviser Brekzie unmittelbar dem Trogkofelkalk auf, dabei Spalten und Hohlräume des Kalks ausfüllend, und zwar im Gipfelbereich der Höhe 1336 östlich Whs. Pristovnik und im Pristovnikgraben südlich vom letztgenannten Vorkommen. Weitere Vorkommen der Tarviser Brekzie liegen im Vellachtal westlich der kleinen Serpentine unterhalb Kescher sowie an den Grenzabhängen östlich der Sadonighöhe und in der Vellacher Kotschna südlich Maierhof. Die Brekzie besteht in typischer Ausbildung aus weißen und roten Trogkofelkalk-Komponenten in roter sandiger Matrix. Vereinzelt sind Milchquarzkiesel eingestreut. Zum Hangenden nimmt der Anteil dieser Quarzkiesel auf Kosten der Kalkkomponenten zu, und so geht die Tarviser Brekzie allmählich über in den Grödener Sandstein. Die Grödener Schichten bestehen allerdings nicht nur aus Sandstein, sondern aus einer Wechselfolge von hellen Quarzkonglomeraten, bunten, meist roten Konglomeraten, roten und weißen Sandsteinen, roten und grünen Schiefen im Wechsel, dünnen Bänken von mergeligen Dolomiten und zelligen ockerfarbenen Rauhewacken. Bellerophondolomite sind nur an der westlichen Talseite der Vellacher Kotschna aufgeschlossen. Bemerkenswert ist ein Vorkommen eines Konglomerats mit bis metergroßen, gut gerundeten Quarzporphygeröllern (Sporn der 1200 m Höhenlinie westlich des Wegs zur Roblekalm).

Geologischer Bau

Der Bau des Seeberger Aufbruchs hat im Lauf seiner geologischen Bearbeitungen verschiedene Deutungen erfahren (F. TELLER, 1898; F. HEIRITSCH, 1927; K. KOLLMANN, 1938). Letzterer kam zu sehr detaillierten Ergebnissen, die bei der Neuaufnahme nicht überholt werden konnten. Die Einwände richteten sich nur gegen die Deutung. Während im Unterbau mit der Serie von Bad Vellach und Plasnik, Riffbänderkalk- und Storschitzdecke variszische Tektonik und Nordvergenz angenommen wurde, hielt K. KOLLMANN im aus transgressivem Jungpaläozoikum und Trias bestehenden Oberbau alpidische Südvergenz, entsprechend dem Konzept KOBERS, für erwiesen. Ein neues Konzept legten J. ROLSER & F. TESSEN-SOHN (1974) vor (Abb. 7).

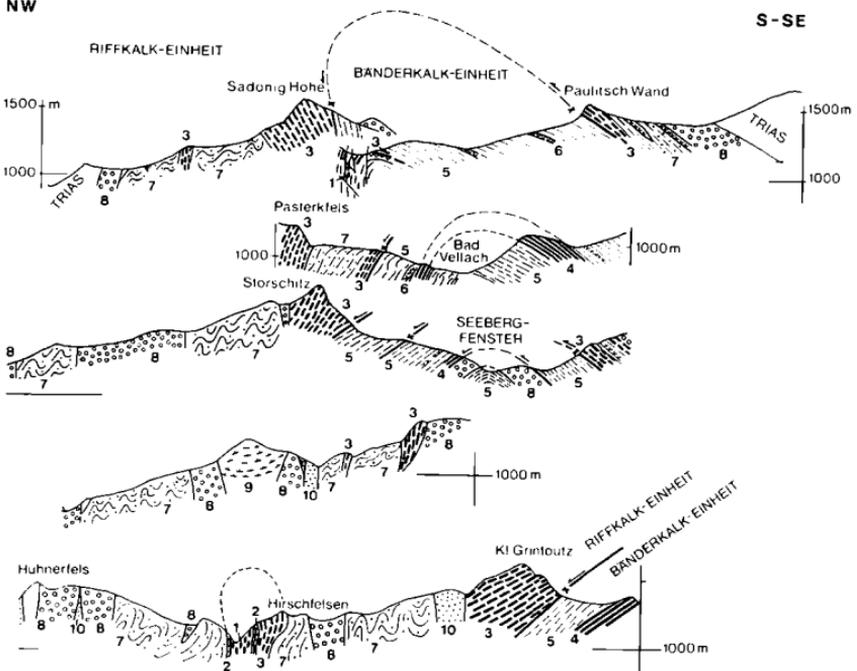


Abb. 7: Profile durch das Seebergpaläozoikum (J. ROLSER & F. TESSENSOHN, 1974). 1 = Vulkanite (Oberordoviz). 2 = Kalke des Oberordoviz und des Silur. 3 = Kalke der Riffkalkeinheit (Unterdevon – Unterkarbon). 4 = Bänderkalke der Bänderkalk-einheit (Unterdevon – Unterkarbon). 5 = Klastische Serie (undatiert). 6 = Keratophyrtuff (undatiert). 7 = Hochwipfelschichten (Flyschserie, Unterkarbon). 8 = Auer-nigschichten (Molasseserie, Oberkarbon – Unterperm). 9 = Trogkofelkalk (Unter-perm). 10 = Grödener Sandstein (Oberperm).

Jeder Versuch, den Bau des Seeberg-Paläozoikums zu entschlüsseln, muß von den Kalkvorkommen ausgehen. Sie bilden Fixpunkte innerhalb der so schwierig zu gliedernden Masse der „Seeberg-Schiefer“. Das wesentliche Strukturelement bildet die nordvergente, nach SW abtauchende Gewölbstruktur des zentralen und südlichen Teils der Aufbruchs. Es können zwei übereinander liegende, allochthone Einheiten und deren Basis unterschieden werden. Nördlich folgt auf den Seeberger Deckensattel der Trögerner Faltungsbereich.

Riffkalk-Einheit. Sie ist die höchste Einheit im Aufbruch und bildet einen Sattel, der in seinem Kern am Seeberg-Sattel von der Erosion durchschnitten wurde. Den Kern formen devonische Riffe von Prko (K. 1257 nördlich Plasnik), Rapold, Pasterk, Storschitz und Grintoutz. Ihnen ist nördlich und südlich je ein Zug von Flaserkalk vorgelagert, die in Lithologie und Fauna Beziehungen zu den Riffkalken aufweisen. Zum südlichen Zug gehören Paulitschwand, Lebnik, Sadnikar, zum nördlichen Sadonig-höhe, Stanwiese, Grintoutzbach und Hirschfels. Als Überschiebungsbe-trag wurde eine Weite von 4,5 km ermittelt.

Das Faziesbild eines durchgehenden Riffzuges mit zwei ihn begleiten-den tieferen Randzonen (F. TESSENSOHN, 1974a) bildet eine Grundlage für die tektonische Interpretation. Aufgrund dieser Befunde wurden die Kalke der Paulitschwand über die Hallerfelsens hinweg mit dem Christo-

phorusfelsen bzw. der überkippten Sadonighöhe verbunden. Das Hangende der devonischen Kalke wird auf der Südflanke des Gewölbes durch Schuppen von Oberkarbon und Perm gebildet, nur südlich der Paulitschwand ist Hochwipfelflysch zwischengeschaltet. Auf der Nordflanke dagegen folgen in überwiegend normal sedimentärer Auflagerung Hochwipfelflysch, Auernig-Molasse und permische Redbeds auf die devonischen Riffkalke.

Bänderkalk-Einheit. Die Leitelemente dieser unteren Einheit sind die Bänderkalkvorkommen. Zu ihr gehören auch klastische Serien im Liegenden und Hangenden. Die genaue Abgrenzung ist dabei schwierig, weil sich die Schubmasse entsprechend ihrem inhomogenen Gesteinsinhalt in verschiedene Schuppen aufgelöst zu haben scheint. Die Abgrenzung der Einzelschuppen ist kaum möglich, weil nicht bekannt ist, ob die Bänderkalke primär als linsenförmige Körper zur Ablagerung kamen, oder ob eine große Platte durch Scherbewegungen zerrissen und in Einzelteile zerlegt wurde. Die Überschiebungsweite beträgt 1,5 km. An der Basis der Einheit findet man, tektonisch eingeschuppt oder in normal stratigraphischem Verband, einzelne Schollen von silurischem Orthocerenkalk und unter-mitteldevonischen Flaserkalk.

Basis-Einheit. Die Basis-Einheit tritt zwischen Bad Vellach und dem Gehöft Steiner an der Paßstraße zutage. Ihr Ausstrich wird gegen Südwesten von der Überschiebungsbahn der Bänderkalk-Einheit, im Norden und Osten durch steile Störungen begrenzt. Sie erwies sich als Inhalt eines durch die Erosion des südwestlichen Teiles der Bänderkalk-Einheit geschaffenen tektonischen Fensters.

Die Basis-Einheit wird aus zwei lithologisch und stratigraphisch verschiedenen Gesteinsserien aufgebaut. Die untere Serie besteht aus vorwiegend dunklen bis grünlich-grauen, phyllitischen Schiefern und Siltsteinen mit einigen Grauwackenlagen und muß dem Komplex der nicht eindeutig eingeordneten „Seeberg-Schiefer“ zugerechnet werden. Die obere Serie besteht aus der Gesteinsvergesellschaftung des Auernig-Typus, Fusulinenkalken, Tonschiefern, Sandsteinen, Quarzkonglomeraten, also oberkarbonen, variszischen Molasse-Sedimenten. Die schlecht aufgeschlossene Grenze zwischen beiden Serien kann rein tektonisch oder primär diskordant, dann tektonisch überprägt sein.

Dem Oberkarbon, von U. BUKENBERGER (1969) aufgefunden, kommt eine zentrale Bedeutung für die Auflösung und Datierung der Tektonik des Seeberger Aufbruches zu. Wie aus dem Kartenbild hervorgeht, fällt die Überschiebungsfläche flach unter die überlagernde Einheit ein. Das Oberkarbon stellt also auf keinen Fall eine erst später eingebrochene Scholle dar. Dagegen spricht außerdem die Art der Tektonik an der Überschiebungsbahn, die in beiden Einheiten horizontal gerichtet ist. Die Beanspruchung läßt sich am deutlichsten an den glimmerreichen Sandsteinen des Oberkarbons ablesen, die im Unterschied zu anderen Vorkommen in höherer tektonischer Position durch die Bewegungen phyllitisch glänzende Flächen bekommen haben. Die Kalke erscheinen weniger beansprucht. Fusulinen wurden in einem dunklen Kalk 100 m nordöstlich der Kehre 12 in einem kleinen Einschnitt gefunden. Im Vergleich dazu ist der Metamorphosegrad in der Bänderkalk-Einheit deutlich höher. Die Unterschiede können eventuell auf variszische Beanspruchung vor der Ablagerung der Auernig-Molasse zurückgeführt werden.

Das Seeberg-Fenster beweist das Alter der Überschiebungstektonik. Da die variszische Molasse hier noch überfahren ist, in der Folgezeit im ganzen Raum keine größeren tektonischen Bewegungen erfolgten, muß die Tektonik des Seeberger Aufbruchs der alpidischen Orogenese zugeordnet werden.

Trögerner Faltungsbereich. Der Bereich nördlich der Seeberger Gebirgsstruktur zeichnet sich durch einen eigenen tektonischen Stil aus. Steiles Einfallen bis zur Saigerstellung herrscht wie schon in der Nordflanke des Deckensattels vor. Schmale lange Streifen von namurischer Flysch-Serie zeichnen den Verlauf von Großmulden nach. Im Kern der Antiklinalen tritt zuweilen die karbonatische Basis der Flyschserie zutage.

Die Breite des Faltungsbereiches nimmt von Osten nach Westen zu. Im Osten, wo der Nordflügel des Deckensattels saiger bis überkippt lagert, schrumpft die Breite auf etwa 1000 m zusammen. Hier sind die Faltenstrukturen nicht mehr rekonstruierbar. Besser erhalten sind die Falten im Westen in Trögern, wo der Abstand zwischen Triasrand und Deckensattel-Nordflügel auf über 3 km anwächst. Hier läßt sich eine größere Zahl einzelner Sättel und Mulden unterscheiden.

Ein besonderes Charakteristikum der nördlichen Faltungszone sind pilzförmige Sättel und tropfenförmige Mulden innerhalb der Flyschserie. In den Sätteln dringt die karbonatische Basis der Flyschserie diapirförmig nach oben, in den Mulden wurden Gesteine der Molasse-Serie nach unten abgequetscht. Im Kern der pilzförmigen Sattelstruktur, deren überkippte Südflanke im Hirschfelsen und der Grauen Wand von der Erosion deutlich herauspräpariert worden ist, treten dabei die ältesten Gesteine des Seeberger Aufbruchs zutage. Gegen Westen taucht der Sattel steil bis überkippt ab, nach Ostnordost läßt er sich über 1,5 km verfolgen, bis die Devonkalke 300 m südwestlich Pristovnik unter der Flyschserie verschwinden. Vom nördlichen Flügel ist nur der westlichste Teil erhalten, der Rest wurde von Störungen abgerissen. Nur 300–400 m nördlich dieser Struktur tritt die Basis der Flysch-Serie von neuem zutage.

Neben den Großfaltenstrukturen ist im Seeberger Aufbruch eine intensive Spezialfaltung ausgeprägt. Hiervon sind in erster Linie die Schieferkomplexe, „Seeberg-Schiefer“ und namurischer Flysch erfaßt worden. Neben Faltung und Deckenbau sind es die Brüche, die das geologische Kartenbild bestimmen. Das Strukturbild wird durch meist kurze Diagonal- und Querstörungen geprägt.

Die Auffaltung des Seeberger Aufbruchs erfolgte innerhalb der Triaskalke und -dolomite von Koschutazug und Steiner Alpen, welche sich als Abscherungsdecke von der paläozoischen Unterlage losgelöst haben. In der Vellacher Kotschna wird diese mit südgerichteten Bewegungsbahnen von Auernig-Molasse, Klastischen Trogkofelschichten, Bellerophondolomit und Grödener Sandstein gebildet.

Das Eisenkappler Paläozoikum bildet einen nur schmalen Streifen und ist durch Falten- und Schuppenbau ausgezeichnet. Flächenmäßig haben Hochwipelflysch und Grödener Sandstein, der als einziger der paläozoischen Abfolge ostwärts über das Vellachtal zieht, die größte Verbreitung. Kalke des Silur-Devon kommen nur in kleineren Schuppen vor. Es zeigt sich allgemein, daß der Bau an den Rändern der einzelnen Einheiten besonders kompliziert ist. Die Grenzflächen stehen steil, doch handelt es sich nicht primär um Brüche, sondern um steilgestellte Überschiebungsbahnen.

4.1. Perm der Vellacher Kotschna

(F. K. BAUER)

Von besonderem Interesse ist ein Profil im Rebangraben der Vellacher Kotschna. Über der oberkarbonen Auernig-Molasse liegen etwa 60 m mächtige Quarzkonglomerate, die untergeordnet Gerölle von Sandsteinen und Phylliten enthalten. Das grobe Konglomerat ist durch eine Sandsteinlage zweigeteilt. Über den Konglomeraten folgen etwa 50 m mächtige rote Sandsteine, die im mittleren Bereich eine Wechsellagerung von roten und grünen Schiefen zeigen. Hangend liegen ca. 10 m mächtige dunkle Kalke und Rauhacken. Den Abschluß des Profils bildet die Tarviser Brekzie. Diese Schichtfolge wird den **Klastischen Trogkofelschichten (63)** zugeordnet, welche bisher in den österreichischen Karawanken noch nicht bekannt waren. Sie wurden aber im benachbarten Slovenien von S. BUSER (1969) beschrieben, mit denen ein guter Vergleich möglich ist. Auf der östlichen Talseite sind die Aufschlüsse für genauere Profilangaben zu ungünstig.

Die Gesteine der Trogkofelschichten findet man auch im Gebiet des aufgelassenen Zinnober-Bergbaues östlich der Jenk Alm. Es kommen hier rote und dunkle Schiefer, dunkle Kalke und Rauhacken wie im Rebangraben vor. Infolge der großen Störung zur überlagernden Trias ist das Profil unvollständig und stark gestört.

Im Rebangraben fehlen die im Normalprofil über der Tarviser Brekzie liegenden Grödener Schichten. Über der Brekzie liegt hier der **Bellerophondolomit (61)**.

Eine Streitfrage war bisher das Alter des **Dolomites mit Zinnobervererzung (60)**. Diskutiert wurden Oberanis-Ladin von R. HÖLL (1970), Skyth von S. POLEGEG (1971) und Perm von F. K. BAUER (1973). Eine von S. POLEGEG aufgesammelte und an der Geol. B.-A. aufbereitete Probe brachte eine Reihe von Foraminiferen, deren Bestimmung W. RESCH, Universität Innsbruck, zu verdanken ist. Die Foraminiferenfauna war von großwüchsigen Milioliden beherrscht (cf. *Agathammina* sp., *Hemigordius* sp., cf. *Hemigordius* sp., *Cyclogyrinae* iuv., gen. et sp. indet.). Ein Fossilrest könnte auch ein röhrenförmiges Exemplar *Ammodiscacea* sein. Ähnliche Faunen sind W. RESCH, allerdings zusätzlich mit Vertretern der *Endothyraea*, in Dünnschliffen der Bellerophonschichten aus den Südtiroler Dolomiten bekannt. In dieser Probe war auch ein Holothuriensklerit *Theelia consona* (CARINI), bestimmt von H. MOSTLER, Universität Innsbruck, welches in den Südalpen nur im Oberperm vorkommt und in dieser spezifischen Ausbildung für das Niveau des Bellerophondolomites spricht. Aus diesen Befunden ergibt sich mit Wahrscheinlichkeit eine Zuordnung des vererzten Dolomites zum Bellerophondolomit.

Die tiefsten Anteile des Perm sind in den östlichen Karawanken nur teilweise nachweisbar. Im slovenischen Anteil des Seeberger Aufbruches kommen Kalke, Sandsteine und Schiefer der Rattendorfer Schichten vor, doch sind diese Gesteine nach S. BUSER (1969) nur schwer von den Trogkofelschichten zu unterscheiden.

In der geologischen Karte sind von permischen Karbonaten nur Trogkofelkalke ausgeschieden. Im Vellachtal wurden die zwei Kalklinsen bei der Einmündung des Nabernigbaches in die Vellach als Pseudoschwagerinenkalk des Unterperm (in der geologischen Karte nicht extra als solche gekennzeichnet) identifiziert (F. KAHLER, 1973; Arbeitstagung österreichischer Geologen, Geol. B.-A., 1973). Eine vom Nabernig-Graben nordost-

wärts führende Straße führt durch Werfener Schichten und Grödener Sandstein. Letzterer enthält drei Fusulinen-führende Schollen von Kalken, welche wahrscheinlich ebenfalls zum Pseudoschwagerinenkalk zu stellen sind (Straße und Aufschlüsse sind nicht in der Karte enthalten). Im Zuge der Neuaufnahme erfolgte keine Detailbearbeitung des Perm.

5. Mesozoikum der Nordkarawanken

5.1. Permotrias

(F. K. BAUER)

Permoskythsandstein, 51

Der Permoskythsandstein kommt an der Basis der Nordkarawanken in wenigen tektonisch ausgedünnten Vorkommen vor (z. B. Schaidasattel, westlich Oberebriach, Luscha Alm). Quarzgerölle und Sande bilden die Hauptanteile am Aufbau des Sandsteins, in dem auch tonige bis siltige Lagen eingeschaltet sind. Weitere Komponenten sind Quarzporphyr-, Lydit- und Kristallingerölle.

Werfener Schichten (Skyth), 50

Die Werfener Schichten entwickeln sich ohne Hiatus aus dem Permoskythsandstein. Zu ihnen gehören rote, graugrüne und violette Silt- und Sandsteine und hangende Kalk- und Dolomitbänke und Rauwacken. Der Umschwung in die Fazies der Werfener Schichten erfolgte wahrscheinlich im Campil. Da sie ebenfalls stark gestört sind, gibt es nur wenige Aufschlüsse (z. B. Schaidasattel) und die Mächtigkeiten sind gering.

Alpiner Muschelkalk (Anis), 48

(Beitrag von IMMO CERNY)

Der Alpine Muschelkalk als lithostratigraphische Einheit einer Formation umfaßt jene Sedimentgesteine, die von der Hangendgrenze der Werfener Schichten bis zum Einsetzen des Wettersteinkalkes bzw. -dolomites oder der Partnachschiefer reichen. Infolge des weitgehenden Fehlens von Makro- und Mikrofossilien wurde eine lithostratigraphische Dreigliederung von horizontbeständigen Gesteinstypen (Tuffitlagen, dolomitisches Zwischenniveau) durchgeführt:

Obere Schichtgruppe: Faziell differenzierte karbonatische Abfolge (Massenkalke, Bankkalke und -dolomite, Knollenkalke und -dolomite, Mergellagen, Hornstein- und Kieselkalke, Tuffe).

Mittlere Schichtgruppe: Dolomitisches Zwischenniveau („Zwischendolomit“) als epigenetisch geprägter Gesteinskomplex.

Untere Schichtgruppe: Unterschiedliche karbonatische Entwicklung (Wurstel-Flaserkalke, Rauwacken, Brekzien, Plattendolomite, Bankkalke, Mergellagen).

Der Alpine Muschelkalk, der eine Mächtigkeit von maximal 480 m erreicht, läßt sich in folgende lithofazielle Einheiten untergliedern:

Flachwassersedimente in kalkiger und dolomitischer Ausbildung sind für den Alpiner Muschelkalk der Nordkarawanken typisch, wenn sie auch in verschiedener lithostratigraphischer Stellung auftreten. Zu den im Flachwasser abgelagerten Sedimenten gehören bioturbate Wurstel-Flaserkalke, Rauwacken und Brekzien als Bildung eines evaporitischen Milieus, Plattendolomite als mikrofazielle Äquivalente der Wurstel-Flaserkalke, bituminöse Kalke als lagunäre Bildung, Massenkalk, vielfach als bioklastreiche (Tubiphyten-)Schuttcalke entwickelt und Abfolgen von platti-

gen Kalken und Dolomiten mit reichlich Sedimentstrukturen (Laminite, bird-eye Dolomite, subaerische Dolomitkrusten etc.). Die letzteren Sedimenttypen sind Bildungen des Gezeitenbereiches bzw. Verlandungsraumes.

Die Beckensedimente des Alpenen Muschelkalkes sind als dunkelgraue bis braungraue bituminöse Kalke und Dolomite mit wulstig-wellig ausgebildeten Schichtoberflächen (Knollenkalke und -dolomite) zu kennzeichnen. Das Auftreten von Knollendolomiten ist an Bereiche tuffitischer Lagen gebunden. In den filamentreichen Kalken fand bereits F. TELLER (1896) Fossilien. An der Leinschitzstraße, westlich Eisenkappel, wurden neu *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.) und südöstlich der Topitza *Germanonutilus* cf. *tintorettii* (MOJS.) und bei der Luscha Alm *Gervilleia mytolooides* SCHLOTH. (R. SIEBER, 1968) gefunden.

Das Auftreten von vulkanischen Einlagerungen in Form von Tuffiten ist für die Knollenkalk-Dolomit-Fazies typisch. In der Flachwasserfazies fehlen sie meist. Die Zahl der Tuffitlagen – mm bis cm mächtig – schwankt zwischen 2 und 13. Ob die in den bearbeiteten Profilen auftretenden Tuffitlagen petrographisch Tuffiten entsprechen, kann wegen des hohen Zeretzungsgrades (Bentonitbildung) nicht beurteilt werden.

Zu den Sedimenten ungewisser bathymetrischer Stellung gehört das dolomitische Zwischenniveau.

Partnachmergel (Ladin), 47

Über den tuffitführenden Knollen- und Bankkalken der oberen Schichtgruppe des Alpenen Muschelkalkes liegen etwa 50–100 m mächtige dunkle, fossilarme Partnachmergel. Da diese eine Bewegungsfläche markieren, sind sie in der Mächtigkeit teilweise stark reduziert. Sie kommen im Gebiet Gasthaus Riepl vor und bilden nördlich Eisenkappel einen über das Vellachtal ziehenden Gesteinszug. Östlich Eisenkappel (bei den Gehöften Schuchar und östlich Teutschmann) gehen dunkelgraue Mergel in fossilführende mergelige Kalke über. Die Brachiopoden (Rhynchonellen, Terebrateln), Daonellen und Echinodermereste enthalten. In einer von W. FUCHS (1967) untersuchten Mergelprobe von einem Aufschluß in der Nähe des Berghofes Brunner bei Eisenkappel waren Ostracoden, welche für ein Oberladin-Alter sprachen. Die Foraminiferen ergaben ein Alter Oberladin bis Unterkarn.

Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin), 46, 45, 44, 43

Der Wettersteinkalk ist der Hauptfelsbildner der Nordkarawanken, er baut die Hauptgipfel von Petzen, Oistra und Obir auf. Es lassen sich zwei Faziesbereiche unterscheiden, welche schon im Landschaftsbild verschieden sind. Zum einen Faziesbereich gehören die gebankten Kalke der Lagunenfazies, zum anderen die ungebankt massigen Kalke und liegende Dolomite der Riff-Fazies.

Die Riffgesteine (Sign. 44) bilden die steilen Südabhänge von Petzen und Obir, die steilen Kalkfelsen nördlich Eisenkappel und bauen die Topitza auf. Ein Riff setzt sich aus dem Vorriff (Riffschüttungen in das vorgelagerte Becken) und dem zentralen Riffbereich mit wellenresistenten Gerüstbildnern und einem beträchtlichen Schuttanteil, der bei der Zerstörung der Riffe entsteht, zusammen. Eine Abgrenzung zwischen Vorriff und zentralem Riffbereich ist oft schwierig und wurde in den Karawanken nicht durchgeführt. Die Riffbildner sind Schwämme, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, und Korallen. Ein Faziesmerkmal sind chemische Füllungen mit Calcit von Zwickeln bzw. Lösungshohlräumen (Großoolithe). Die tiefsten

Teile dieses Faziesbereiches sind dolomitisiert (Sign. 45) und zeigen keine genauen Sedimentgefüge mehr.

Mit den Riffgesteinen verzahnen gegen Norden hin die gebankten Lagunenkalke (Sign. 43), welche die Gipfelbereiche von Petzen und Obir aufbauen. Zum riffnahen Lagunenbereich gehören die an mehreren Stellen gefundenen arenitischen Kalke mit Pisolithen, deren Bildung auf flaches, bewegtes Wasser hinweist. Dasycladaceen sind in diesen Kalken häufig. Die Sedimente der Lagunenfazies bauen sich aus Zyklolithen auf, welche infolge Meeresspiegelschwankungen im Gezeitenbereich entstanden sind. Die Zyklolithe sind besonders im hangenden, Blei-Zinkerzeführenden Wettersteinkalk deutlich, welche besonders gut an der Obirstraße beim Berghaus Fladung und an den Straßen westlich der Grafensteiner Alm zu beobachten sind. Diese Kalke zeigen dieselbe fazielle Untergliederung wie sie bereits aus Bleiberg bekannt war. Eine erste mikrofazielle Beschreibung erfolgte durch F. K. BAUER (1970). Zu den Faziestypen, die in den Sedimentzyklen immer wieder kehren, gehören:

- a) Kalke des Subtidals (unter dem Gezeitenbereich). Diese sind hellgrau gefärbt und feinkörnig (lutitisch bis arenitisch). Die Kalke sind örtlich fossilführend. An der Obirstraße beim Berghaus Fladung gibt es neben Gastropoden (M. HÖRNES, 1956; R. SIEBER, 1965) auch Ammoniten. Ein Fund von *Joannites cymbiformis* (WULFEN) det. L. KRZYSTYN, erlaubt eine Einstufung in das Cordevol. Bei der Grafensteiner Alm kommen Megalodonten vor.

Im Bergbaurevier der Petzen wurden von E. v. MOJSISOVIC (1874) Ammonitenfunde gemacht. R. SIEBER (1967) fand im Gebiet des Kordechkopfes und im nördlichen Kar Gastropoden und Daonellen bzw. Halobienlumachellen, weiters Ammoniten mit cf. *Joannites klipsteini* (MOJS.) und *Arcestes* sp. Die Gastropoden entsprechen den von M. HÖRNES (1856) aus „Unter-Petzen“ und Fladung bekannt gemachten Arten *Coelostylina* (*Omphaloptycha*) aff. *aldrovandi* STOPP, C. aff. *pachygaster* KITTL und C. sp.

- b) Kalke des Inter- bis Subtidal (innerhalb bzw. oberhalb des Gezeitenbereiches). Sie fallen bereits im Anstehenden durch die milchig-weiße Farbe („milchige Bänke“ in Bleiberg) bzw. die Dolomitisierung auf. Kennzeichnend für diesen Faziesbereich sind die Stromatolithe mit dem Feinschichtgefüge, das durch Algen als Sedimentbinder bedingt ist. Die oft anzutreffenden Aufarbeitungen weisen auf unruhige Sedimentation hin. Die Hohlräume zwischen den aufgearbeiteten Körnern werden von Spatit ausgefüllt. Gradierungen, auch inverse, und fossile Wasserwagen sind häufig zu beobachten.

Beim Trockenfallen des Sedimentes entstanden Trockenrisse senkrecht und parallel den Schichtflächen und laminare Fenstergefüge (ausspatisierte Hohlräume). Die Dolomitisierung, welche diese Schichten erfaßte, erfolgte frühdiagenetisch. Beim Trockenfallen kam es auch zu Verkarstungen der subtidalen Kalke, die z. B. beim Berghaus Fladung zu beobachten sind.

- c) Schwarze Brekzien und grüne Lagen. Diese Gesteine spielten in der Deutung der Blei-Zink-Genese eine Rolle. Während man die grünen Lagen als Tuffe deutete, führte man die Entstehung der Brekzien auf submarine Beben zurück (z. B. H. J. SCHNEIDER, 1964). Aus zahlreichen Beobachtungen unter- und obertag ergab sich ganz klar, daß sowohl die grünen dolomitisch-mergeligen Lagen als auch die Brekzien

		NORDKARAWANKEN	SÜDKARAWANKEN
Alb		Kalkbrekzien (50–70 m)	
		Lücke	
Unterkreide		Aptychenschichten (~200 m)	
M a s s i v	Tithon	Calpionellenkalk (~6 m)	
	Kimmeridge	Rote Aptychenkalke	
		Saccocomakalk (~8 m)	
	Oxford	Ruhpoldinger Radiolarienkieselkalk (~7 m)	
Dogger	Filamentkalk (~10 m)		
Lias		Klauskalk (~8 m)	
		Adnet-Hierlatzkalk (~18 m)	
Rhät	Rhatoliaskalke (~40 m)		
		Kossener Schichten (~200 m)	
Nor		Plattenkalk (~150 m)	Dachsteinkalk (1000 m)
		Hauptdolomit (600–700 m)	
Karn		Carditaschichten (300 m)	
		Pb-Zn-Vererzung	Cassianer Dolomit (150–200 m)
Ladin		Lagunenkalke	Lagunenfazies
		Riffschuttkalke	Riffschutt-
		Dolomite	Fazies
		Partnachmergel (50–100 m)	Buchensteiner Schichten (~200 m)
		Koschuta B (Mergel, Bank-Knollenkalke)	Schiendolomit (600–700 m)
A l p i n	obere	Plattendolomite (40–50 m)	Dolomit, hornsteinführend (40 m)
	mittlere	Bankkalke, Massenkalke (40–200 m)	Klastkalke, kieselig, mit Sandsteinlagen (40 m)
		Knollenkalke mit Tuffen (80 m)	Kieselkalke (8 m)
	untere	Zwischendolomit (30–150 m)	Knollenkalke mit Tuffen (13 m)
		Bankkalke (120 m)	Wurstel-Fäserkalke mit Mergellagen (60 m)
	schicht	Rauhacken, Brekzien (10–65 m)	Kalke, dolomitisch, mergelig-sandig (10 m)
	Wurstel-Fäserkalke (30–160 m)	Konglomerate, Silt-, Sandsteine mit Tuffen (50 m)	
Skyth		Alpiner Muschelkalk	Alpiner Muschelkalk (Pfeilt, Obeljnk Graben)
		Werfener Schichten	Werfener Schichten (200 m)
		Seiser Schichten	
Perm		Pernoskythsandstein	

Abb. 8: Schichtfolge von Trias und Jura in den Nord- und Südkarawanken (F. K. BAUER).

vom Sedimentzyklus her zu verstehen sind. Die Entstehung dieser Gesteine ist auf die Phasen länger dauernder Trockenlegung zurückzuführen. Tuffe sind im hangenden Wettersteinkalk nicht nachzuweisen. Diese kommen nur in tiefen Teilen des Wettersteinkalkes bzw. -dolomites vor. Eine Reihe von übereinander folgenden grünen Tufflagen (pietra verde) ist z. B. in dem Dolomit östlich des Gasthauses Rastotschnik im Leppengraben aufgeschlossen.

Carditaschichten (Karn), (42)

Der Begriff Raibler Schichten wurde von verschiedenen Bearbeitern teils auf die südalpinen Profile beschränkt, um den faziellen Gegensatz zu den nordalpinen Carditaschichten zu betonen, teils wurden die Ablagerungen des Karn allgemein als Raibler Schichten bezeichnet. Hier wird der Begriff Carditaschichten für die Nordkarawanken bevorzugt. Die Car-

ditaschichten sind örtlich sehr fossilreich. R. SIEBER (1967) fand an einer Reihe von bisher unbekanntem Stellen gute Faunen mit *Palaeocardita gümbeli* (PICHLER) und *Spiriferina* (= *Balatonspira*) *gregaria* (*lipoldi*) BITTNER.

Die Carditaschichten bestehen aus einer zyklischen Abfolge von drei klastischen, etwa 20 m mächtigen, und drei karbonatischen, 60–80 m mächtigen Horizonten. Da sie bedeutende Bewegungsflächen markieren, gibt es nur selten vollständige Profile. Profilfragmente sind meist schwer einzuordnen, da eine paläontologische Unterscheidung der Schiefer und der Karbonatserien nicht möglich ist. O. KRAUS (1969) arbeitete lithologisch-fazielle Kriterien zur Unterscheidung der drei Schiefer heraus. Von paläogeographischer Bedeutung ist, daß das detritisch-terrigenes Material der Sandsteine von Nordwesten und Westen her in den karnischen Ablagerungsraum geschüttet wurde.

Im Normalprofil beginnen die Carditaschichten mit einer pyritisierten Onkolithbank, dem sandig-tonigen ersten Schiefer und einer charakteristischen Sandsteinbank. Es folgt die erste Karbonatserie mit Kalken, Dolomiten und Rauhwacken und einer hangenden Fossilbank mit Steinkernen von Megalodonten. Diese Fossilbank mit *Cornucardia hornigii* (BITTNER), det. G. TICHY, wurde an der vom Kunetgraben zur Setzhube führenden Straße gefunden. Der zweite Schiefer ist karbonatreicher als der erste. Dieser ist bei der Vellachbrücke nördlich Eisenkappel aufgeschlossen. Er grenzt im Süden tektonisch an den Wettersteinkalk. Hangend und liegend zu diesem Schiefer treten oolithische, fossilreiche Bankkalke auf, die z. B. auch bei der Straßenkurve östlich der Eisenkappeler Hütte zu finden sind. Die Oolithkalke leiten zur zweiten Karbonatserie mit mergeligen und dolomitischen Kalken über, welche mit dem charakteristischen „Groboolith“, einer fossilreichen Onkolithbank, abschließt. Im Profil folgen noch der dritte, ebenfalls karbonatreiche Schiefer und die in diesem Gebiet tektonisch reduzierte dritte Karbonatserie, die im Normalprofil zum Hauptdolomit überleitet.

Große Verbreitung haben Carditaschichten im Gebiet der Eisenkappeler Hütte, wo man an dem oberen Teil der Obirstraße einen Großteil des Profils gut aufgeschlossen hat. Teilprofile gibt es bei der Grafensteiner Alm, wo R. SIEBER (1968) Lumachellen mit *Neomegalodon triqueter triqueter* (WULFEN) u. a. fand. Die hohe Lage von 2400–2450 m haben Carditaschichten südlich des Hochobirs, von wo K. A. PENECKE (1884) Fossilien beschreiben. Sehr hoch gelegen sind auch die Carditamergel beim Knieps Sattel östlich der Petzen, wo in den Mergeln ein *Pleuromutilus* cf. *oenanus* (MOJS.) (R. SIEBER, 1967) gefunden wurde. Nördlich der Petzen liegen die Carditaschichten in deutlich tektonischer Position und fallen beim Berghaus Kolsche unter hangenden Wettersteinkalk ein. Ein vom Normalprofil abweichendes Profil liegt südlich Globasnitz an der Straße aufgeschlossen. Ein invers liegendes, nach Norden überkipptes Cardita-Profil befindet sich nördlich des Gasthauses Riepl. Hier liegt der Groboolith unten, darüber folgen die zweite Karbonatserie, der zweite Schiefer, die erste Karbonatserie und der erste Schiefer.

Hauptdolomit (Nor), 41

Plattenkalk, Kössener Schichten (Nor–Rhät), 40

Der Hauptdolomit, der etwa 600–700 m mächtig ist, läßt eine Dreiteilung erkennen. Der untere Teil besteht aus bituminösen, bräunlich gefärbten Dolomiten. Die Lamellierung geht auf feine bituminöse Filme zurück, die als ehemalige Algenlagen zu deuten sind. Diese Fazies gilt als Supra-

tidal-Fazies (W.-U. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970). Sie ist nördlich und nord-östlich der Topitza aufgeschlossen. Während hier die Grenze zu den Carditaschichten stark gestört ist, liegen laminierte Dolomite im Repnik Graben ohne große Störung über den Carditaschichten. In diesem Profil fehlen die oberen Teile der Abfolge. Nach oben verliert sich der Bitumengehalt und die Dolomite werden hellgrau. Die Fazies ist durch den Wechsel von subtidalen und inter- bis supratidalen Sedimenten gekennzeichnet. Sie hat die weiteste Verbreitung.

Im Graben südsüdwestlich Homelitschach sind im hangenden Hauptdolomit Plattenkalke eingeschaltet. Sie bauen auch den Jegartkogel auf. Im Vellachtal südlich Miklauzhof sind sie stark verfaltete. Die Plattenkalke zeigen eine rhythmische Wechsellagerung von dunklen bituminösen und Hornstein-führenden Bankkalken ohne erkennbares Schichtungsgefüge und 2–3 dm mächtigem mm-Rhythmiten.

Zu den Kössener Schichten gibt es keine scharfe Grenze. Wegen der engen Verfallung mit den Plattenkalken wurde auf der geologischen Karte keine Grenze gezogen. Fossilbelegt sind die Kössener Schichten, u. a. mit *Rhätavicula contorta* (PORTLOCK) im Vellachtal und nördlich des Jegart (F. TELLER, 1888; J. STINI, 1938; R. SIEBER, 1968). Bei den Straßenbauarbeiten des Jahres 1967 war oberhalb der Straße südlich Miklauzhof ein Profil aufgeschlossen, bestehend aus Mergeln, mergeligen Kalken und Kalken. Eine Mergelbank enthielt sehr reichlich *Rhaetina gregaria* (Suess) und Kalke führten Thecosmilien. In diesem Profil ist auch eine kleine Scholle von Aptychenkalken eingeschaltet. Diese Kössener Schichten sind auf die sarmatischen Konglomerate aufgeschoben.

5.2. Jura und Kreide

(H. L. HOLZER und G. SUETTE)

Gesteine des Jura finden sich ausschließlich in Schollen (Sockeldecke nach J. STINI, 1938; Basisschollen nach F. K. BAUER, 1973) nördlich der aus Triasgesteinen aufgebauten Nordkarawanken, welche die jüngeren Gesteine überschoben haben. Trotz der tektonischen Komplikationen und der bisher nur lückenhaft nachgewiesenen Schichtfolge konnte durch G. SUETTE (1978) das Bild der Jura-Kreide-Abfolge vervollständigt werden. Für diesen Zeitraum ergeben sich klare Verbindungen zur Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen, wobei hier im höheren Jura lediglich die kondensierte Rotkalkentwicklung der sogenannten Tiefschwellenfazies (vgl. H.-L. HOLZER, 1979, cum lit.) nachgewiesen werden kann.

„Rhätoliaskalk“, 39

Die teilweise seit F. TELLER (1888) als Kössener Schichten bezeichneten Gesteine finden sich westlich des Gehöftes Piskernik (westlich des Freibachtales), an der Basis des Profiles vom Wildensteiner Wasserfall und südlich Jerischach bzw. nördlich Rechberg. Die von F. TELLER (1888) bekannt gemachte Rhätafauna aus dem Gebiet des Freibachtales und des Wildensteiner Wasserfalles („*Terebratula gregaria*, *Cardita austriaca*, *Gervillia praeursor*, *G. cf. galeazzi*, *Lithophagus faba*, *Mytilus minutus*, *Megalodus* sp., *Rostellaria* sp., *Trochus* sp., Korallen“) aus Schuttmaterial wird ergänzt durch Foraminiferenfunde (*Angulodiscus* sp.) und *Parafavreina salevensis* (Koprolithen) durch G. SUETTE (1978).

Im Liegenden handelt es sich um über 10 m mächtige, olivgrau bis gelblich gefärbte, gebankte Kalke, die sich mikrofaziell als Biomikrite mit

Foraminiferen und Echinodermenfragmenten ausweisen. Im Hangenden gehen diese in bis zu 30 m mächtige Oolithe (Oosparite), Onkoidmikrite und Peloidspatkalke über. Die Hangendteile könnten – ohne daß eindeutige chronostratigraphische Hinweise vorhanden sind – bereits in den tiefen Lias hineinreichen. Faziell wird diese Entwicklung in Anlehnung an verschiedene Autoren einem Lagunenbereich mit Übergang zu einem küstennäheren Bewegtwasserareal zugewiesen.

Hierlitzkalk (Lias), 38

Bei dem seit F. TELLER (1896) in Anlehnung an die Nördlichen Kalkalpen als Hierlitzkalk bezeichneten Schichtanteil mit „*Arietites* sp.“ vom Wildensteiner Wasserfall handelt es sich um gelblich bis rosa gefärbte, massige Echinodermenspatkalke. Sie finden sich westlich Piskernik, südlich Abtei, beim Wildensteiner Wasserfall und südlich Jerischach. Neben den von R. SIEBER (1964) erwähnten Crinoidenfunden vom Wildensteiner Wasserfall beschrieb G. SUETTE (1978) Foraminiferen [*Nodosaria metensis* TERQUEM 1864, *Lenticulina* (*Lenticulina*) *rotulata* (LAMARCK 1804), *L. (L.) varians* (BORNEMANN 1854), *L. (Marginulinopsis) rugosiuscula* (TERQUEM 1867), *Involuntina liassica* (JONES 1853), *Pseudoglandulina* sp.], Holothuriensclerite, (der Familien Theeliidae, Priscopeditidae, Stichopitidae, Calclamnidae), Pedicellarien und Fischzähne. Der hangende Anteil dieser Kalke im Bereich des Wildensteiner Wasserfalles und auch nördlich Piskernik weisen sich im Schliff als Pelsparite aus. Genetisch werden diese bis 18 m mächtigen Echinodermenschuttkalke im Vergleich mit den Nördlichen Kalkalpen als Ablagerungen in einem bewegten, flachen Wasser gedeutet, die im Zusammenhang mit – hier nicht aufgeschlossenen – Riffarealen stehen.

Adneter Kalk und Klauskalk (Lias–Dogger), 37

Rote, bis 8 m mächtige knollige Kalke des Lias (Adneter Kalk) und Dogger (Klauskalk) sind durch Fossilfunde seit M. V. LIPOLD (1856) und v. a. F. TELLER (1888, 1896) eingestuft, wobei damals nicht oder nur teilweise eine Trennlinie zum Enccrinith gezogen wurde. Dieser Kalktyp tritt im Bereich westlich Piskernik, Wildensteiner Wasserfall, südlich Jerischach und nördlich des Jegartkogels (syn. Jögartkogel bei F. TELLER, 1888) auf. Es handelt sich bei den Mangankrusten-führenden Kalken mikrofaziell um Echinodermenschuttmikrite mit Foraminiferen [*Nodosaria metensis* TERQUEM 1864, *Lenticulina* (*L.*) *rotulata* (LAMARCK 1804), *L. (Marginulinopsis) rugosiuscula* (TERQUEM 1867), *Marginulina* sp., *Verneuilina mauritii* TERQUEM 1866, *Trocholina* sp.].

Eine auch aus den Nördlichen Kalkalpen bekannt gewordene spezielle Hangendentwicklung („Bositrakalk“) findet sich im Bereich des Wildensteiner Wasserfalles in Form von filamentreichen Biomikriten, die ca. 10 m mächtig ist. Als Faunenelemente beschreibt G. SUETTE (1978) Foraminiferen [*Lenticulina* (*L.*) *variens* (BORNEMANN 1854), *Lenticulina* sp., *Nodosaria metensis* TERQUEM 1864)] und Holothuriensclerite. Eine kartenmäßige wie lithostratigraphische Trennung des Lias- bzw. Doggeranteils ist nicht möglich. Diese Kalke zeigen bereits eine allmähliche Eintiefung des Ablagerungsraumes hin zu den hangenden Radiolarienkieselkalken.

Ruhpoldinger Schichten (Malm), 36

Erstmals wies G. SUETTE (1978) auf das Vorkommen von Radiolarienkieselkalken hin. Die an einem Forstweg südlich des Gehöftes Raspotnik, südlich Abtei und als Schutt im Bereich südlich Jerischach auftretenden über 9 m mächtigen, unterschiedlich stark verkieselten Kalke sind cm-ge-

bankt und lassen sich lithologisch wie positionsmäßig mit den Ruhpoldinger Schichten der Nördlichen Kalkalpen vergleichen. Als Ablagerungsraum wird ein bathyaler Stillwasserraum angenommen. Diese Umstellung des Ablagerungsraumes im Ostalpin führte bei W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNER (1974) zur Einführung des Begriffes der „Ruhpoldinger Wende“.

Roter Aptychenkalk (Malm–Neokom), 35

(Syn.: Steinmühlkalk mit Saccocomakalk und Calpionellenkalk; rote Aptychenschichten sensu F. TELLER, 1888; partim Neokomapterykalk etc.)

Seit F. TELLER (1896) zusammengefaßter Kenntnis von oberjurassischen Gesteinen, nachgewiesen durch „*Haploceras staszii*, *Aptychus profundus*, *A. striatopunctatus*, *A. beyrichi*, *Terebratula dipha*“ vom Wildensteiner Wasserfall haben weitere chronostratigraphisch wertvolle Fossilien ein Oberjura/Neokom-Alter von roten, knolligen Kalken, die im Hangenden kontinuierlich in graue Bankkalke übergehen, nachgewiesen. R. OBERHAUSER (in F. K. BAUER, 1970) zeigte durch *Lombardia* ex gr. *arachnoidea* (= syn. *Saccocoma* sp.) ein Malmalter auf, ebenso wie R. OBERHAUSER (in H. HOLZER, 1966) mit Hilfe von Calpionellen ein Unterkreidealter nachweist.

G. SUETTE (1978) gliedert diesen Anteil der Rotkalkfolgen, die er aufgrund des Vergleiches mit den Nördlichen Kalkalpen als Steinmühlkalk bezeichnet, wie im übrigen Thetysraum üblich in liegende Saccocomakalke (Kimmeridge–Tithon) und hangende Calpionellenkalke (Tithon–Valangin).

Saccocomakalk: Diese nur im Bereich des Wildensteiner Wasserfalles nachgewiesenen, über 8 m mächtigen Rotkalke führen, vor allem auf Schichtflächen z. T. schillartig angehäuft, reichlich Fossilien. G. SUETTE (1978) führt Echinodermenfragmente (v. a. *Saccocoma*), Aptychen [*Lamellaptychus rectecostatus* (PETERS) TRAUTH, *L. beyrichi* (OPP.) TRAUTH, *L. submortilleti* (TRAUTH)], Foraminifera [*Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides* sp., *Reophax* sp.] und Cocolithen [det. KEUP., Erlangen: *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER 1963) PERCH-NIELSEN 1968, *E. ovata* (BUKRY 1969) BLACK 1973, *Cyclagelosphaera margereli* NOEL 1965, *Watzenueria barnesae* (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968, *W. dellandrei* (NOEL 1965) REINHARDT 1971] an. H.-L. HOLZER & W. POLTNIG (1980) ergänzen diese Faunenliste neben dem im Oberostalpin einzigartigen Fund von Kelchplatten (Radialia) von *Saccocoma tenella* (GOLDFUSS) durch Angaben von unbearbeiteten Brachiopoden, Belemniten, Rhyncholithen, Seeigelstacheln und Crinoidenkelchen (*Apsidocrinus*, *Phyllocrinus*, *Psalidocrinus*).

Calpionellenkalk: Die aus dem Bereich Abtei (Calpionellenzone A – sensu ALLEMANN et al., 1970), Wildensteiner Wasserfall (Zone C–E) und Unterort (Zone D) durch G. SUETTE (1978) und R. OBERHAUSER (in H. HOLZER, 1966) bekannt gemachten, über 6 m mächtigen blaßroten bis grauen, dichten, gebankten, tonigen Calpionellenkalke (biogenführende Mikrite) führen die für die oben angeführten Zonen typischen Calpionellenfaunen, daneben Radiolarien (indet.) und Aptychen. Das lückenhafte Auftreten einzelner Zonen zeigt die tektonischen Komplikationen der Vorkommen deutlich auf. So ist die Calpionellenzone B nur im jugoslawischen Anteil bekannt geworden (P. MIOČ, L. ŠRIBAR, 1975). Faziell lassen sich diese oberjurassisch-neokomen Rotkalke mit den thetysweit auftretenden kondensierten Tiefschwellenablagerungen vergleichen.

Aptychenschichten (Neokom), 34

Der Übergang von den liegenden Rotkalken in die z. T. Hornsteinknau-

ern, -schnüre etc. führenden, grauen gut gebankten, tonigen, Radiolarienreichen Kalke ist allmählich und wird lediglich durch das Aussetzen der Calpionellen in den Schliften abgeschlossen. Die Mächtigkeit der Gesteinsfolge liegt maximal bei 200 m. Neben den bei H. HOLZER (1965) angeführten vielkammerigen „Globigerinen“ und in H. HOLZER (1966) angeführten Nannofossilien [det. H. STRADNER: Nannoconiden ex gr. *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT) COLOM, *Parhabdolithus embergeri* NOEL, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN] und Foraminiferen [det. R. OBERHAUSER: *Lenticulina* ex gr. *ouachensis multicella* BARTENSTEIN & BOLLI, *L. ouachensis* (SIGAL)] bestimmte R. SIEBER (1965) *Lamellaptychus angulicostatus* PICTET & LORIOL und Belemniten. Diese aus dem Bereich des Wildensteiner Wasserfalles gewonnenen Fossilien zeigen ein Unterkreide-Alter dieser Entwicklung auf. Ebenso wie in den Nördlichen Kalkalpen zeigt sich hier der Trend zur Vereinheitlichung des Ablagerungsraumes in Richtung Beckenentwicklung im Neokom.

5.3. Geologischer Bau

Das durchschnittliche Streichen der Schichtflächen ist NW–SE. Doch gibt es eine Streuung, die von NNW–SSE z. B. auf der Petzen bis E–W reicht. Etwas abweichendes Streichen zeigt das Gebiet des Hochobirs, das hier NNE–SSW, am Klein Obir aber um E–W verläuft.

B-Achsen sind in leicht verformbaren dünnbankigen Kalken wie z. B. in den Plattenkalken im Vellachtal südlich Miklauzhof zu messen. Diese fallen flach bis steil nach SE ein. Im Jura südlich Altendorf war eine mit 40° SE einfallende Achse zu messen. In verschiedenen Schichtgliedern wurde versucht, mit Hilfe von β -Diagrammen die Achsenlage zu ermitteln. Im Wettersteinkalk der Petzen ergaben sich Diagramme mit 15–30° nach SE einfallenden Achsen. Südlich des Jegartkogels bildet der Wettersteinkalk, überlagert von Carditaschichten und Hauptdolomit, eine Antiklinale. Messungen in den Carditaschichten ergaben ein Achsenabtauchen von 10–15° nach ESE. Die Darstellung der s-Flächen von Hoch und Klein Obir zeigen eine flach in WNW–ESE Richtung liegende Achse.

Große Störungen gliedern die Nordkarawanken in einzelne Baueinheiten oder Blöcke. Die östlichste Einheit bildet die Petzen, die im Osten von einer großen N–S-Störung begrenzt wird, die aus dem jugoslawischen Raum nach Norden über den Rischbergsattel zieht (Petzenverwerfer nach I. STRUCL, 1970). Im Westen grenzt das im wesentlichen aus Wettersteinkalk bestehende Petzenmassiv an eine Störung, die ungefähr dem Globasnitzbach folgt. Carditaschichten fallen an dieser Störung unter den Wettersteindolomit ein.

Der Wettersteinkalk der Petzen bildet ein großes Gewölbe, das durch Störungen in Teilschollen zerlegt wurde. Der Hauptkamm wird von der größten Scholle aufgebaut, in welcher die Kalkbänke mit 40–45° nach NE einfallen. Beim Berghaus Kolsche steht hangender, Blei-Zinkerze führender Wettersteinkalk steil, unter den Carditaschichten einfallen. Es gilt für den gesamten Drauzug, daß Carditaschichten bei der Einengungstektonik zu bedeutenden Bewegungsflächen wurden. Die tektonische Überlagerung der Carditaschichten durch Wettersteinkalk führte mehrfach zur falschen Zuordnung der Kalke zum Dachsteinkalk. Von F. TELLER (1896) wurden Kalke nördlich der Petzen als Dachsteinkalk angesehen. Der Bau der Petzen ist so zu erklären, daß das große Gewölbe zerbrach und besonders der Nordteil mit Dickenberg, Muschenik, Spitz und Stroppitzberg

bei der nordvergenten Bewegung in Teilschollen zerlegt wurden. Im Südosten wird der Wettersteindolomit der Petzen von einer WNW–ESE verlaufenden Störung begrenzt, in der beim Petzenstall eine Scholle von Carditaschichten eingeschaltet liegt. Den Fuß der Petzen bildet ein steil südfallender Muschelkalk, der bei der Luscha Alm eine Verfaltung zeigt.

Das Gebiet zwischen Oistra und Petzen zeigt einen ganz anderen Bau, der durch eine größere Zahl von kleinen Schollen geprägt wird. Ein wesentliches Merkmal ist, daß Wettersteinkalk-Schollen nördlich der Topitza über Hauptdolomit abgeglitten sind, wobei Carditaschichten als Gleitmittel dienten (Abb. 9). Der Homarberg bildet eine solche Gleitscholle, an dessen Nordseite der Hauptdolomit im Kontaktbereich intensiv mylonitisiert ist. Etwas südlich liegt eine abgeglittene Scholle aus Carditakalken auf dem Hauptdolomit. Mit dieser Gleittektonik ist wahrscheinlich die nach Norden überkippte, invers liegende Abfolge der Carditaschichten nördlich Riepl in Zusammenhang zu bringen. Diese fallen im Süden unter den Wettersteinkalk ein und liegen im Norden dem Hauptdolomit auf.

Der Bau der aus Wettersteinkalk bzw. -dolomit aufgebauten Topitza und des Gebietes südlich davon ist am besten als Schuppenbau zu charakterisieren. Südwestlich und südöstlich der Topitza liegen zwei kleine isolierte Schuppen von Alpinem Muschelkalk. In der südöstlichen Schuppe haben Hornsteinknollenkalke mit Tufflagen Anteil am Aufbau. Westlich Wh. Riepl gibt es innerhalb der Mitteltrias Aufbrüche von Permoskyth-sandstein. Östlich der Muschelkalkschuppe der Goreltza springt die Grenze zum liegenden Diabaszug an einer Störung um mehr als 1 km nach Norden vor.

Die Oistra bildet einen isolierten Block aus Wettersteinkalk. Auf der Südseite kommen Carditaschichten vor, welche sehr flach aufliegen, da sie in einem darunter angesetzten, etwa 130 m langen Stollen nicht angefahren wurden. Im Westen wird der Oistra Block von einer bedeutenden

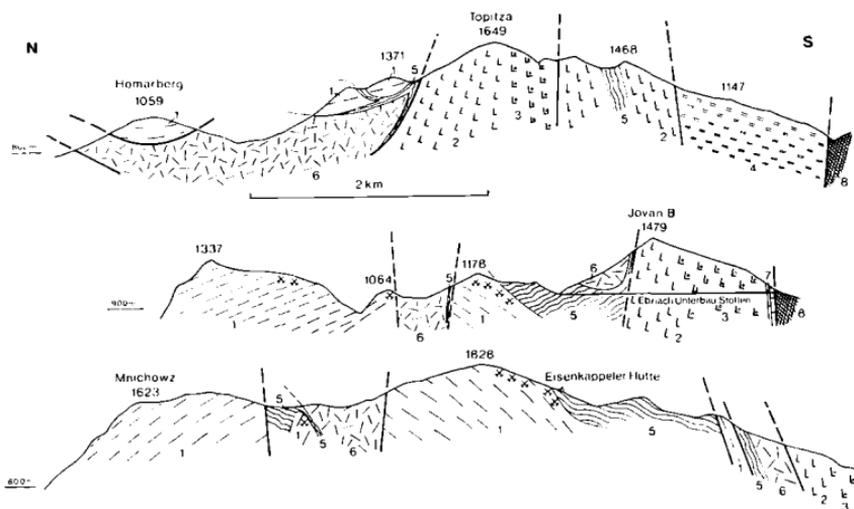


Abb. 9: Profile durch die Nordkarawanken (F. K. BAUER, 1970). 1 = Wettersteinkalk (Lagunenfazies, Ladin). 2 = Wettersteinkalk (Riff-Fazies, Ladin). 3 = Wettersteindolomit (Riff-Fazies, Ladin). 4 = Wettersteindolomit (Lagunenfazies, Ladin). 5 = Carditaschichten (Karn). 6 = Hauptdolomit (Nor). 7 = Alpiner Muschelkalk (Anis). 8 = Diabaszug (Paläozoikum).

NE-SW verlaufenden Störung begrenzt, die sich bis an die Westseite des Homarberges verfolgen läßt. An dieser Störung wurde die Hauptdolomitscholle südlich des Homarberges relativ zu dem Hauptdolomit zug westlich der Oistra um etwa 4 km nach NE versetzt.

Westlich der Oistrastörung setzt eine Hauptdolomitmulde ein, die mit einer Breite von etwa 2 km über das Vellachtal zieht. Diese Mulde ist am Süd- und Nordrand stark gestört und grabenbruchartig eingesenkt. Im Süden ist die Störung größer, wo im Vellachtal der zweite steil nordfallende Carditaschiefer zwischen dem Hauptdolomit und dem südlichen tieferen Wettersteinkalk liegt. Im Norden grenzt der Hauptdolomit an hangenden, eine schwache Blei-Zink-Vererzung führenden Wettersteinkalk des Sittersdorfer Berges. Südlich des Jegartkogels gibt es eine kleine Antiklinale mit Carditaschichten, die ostwärts unter Hauptdolomit abtauchen.

Alpiner Muschelkalk, Partnachmergel und Wettersteinkalk bzw. -dolomit nördlich Eisenkappel (Gebiet Jovanberg, Boschitzberg, Wölfelkanzel) bilden eine eigene Scholle, die vom Hauptdolomit tektonisch abgetrennt ist. Der Verlauf der Grenzlinie östlich des Vellachtales zeigt deutlich eine nordvergente Aufschiebung auf Hauptdolomit.

Das Gebiet östlich der Vellach ist geprägt vom Bau von Hoch- und Kleinobir. Der Wettersteinkalk dieser beiden Gipfel bildet ein großes Gewölbe, das im Westen durch die Störung des Freibachtales begrenzt ist. Dieses Gewölbe zerbrach in Teilgewölbe, dessen nördliches der Kleinobir mit flach nordfallenden Schichten bildet. Der Kleinobir ist vom östlich anschließenden Altberg durch die Störung längs des Wildensteiner Baches getrennt. Der Wettersteinkalk des Altberges taucht nach Osten gegen das Vellachtal ab, wo er in kleinere Schollen, zu denen auch der Sittersdorfer Berg gehört, zerbrochen ist. Bei der Setzhube ist grabenartig eine kleinere Scholle von Carditaschichten in den Wettersteinkalk eingesenkt.

Das südliche Teilgewölbe des Hochobirs mit dem nach SE einfallenden Wettersteinkalk ist gegenüber dem Kleinobir verdreht. Hangender, Blei-Zinkerze führender Kalk fällt bei der Eisenkappeler Hütte unter Carditaschichten ein, welche hier große Verbreitung haben und leicht verfault sind. Bei der Repnikhube kommt antiklinal hangender Wettersteinkalk empor. Die Carditaschichten tauchen, was im Gebiet Repnikhube oder an der Obirstraße deutlich zu beobachten ist, unter Hauptdolomit ab (Abb. 9).

Zwischen Hoch- und Kleinobir zieht eine große Störung durch, in der Reste von Carditaschichten liegen. Gegen Osten ist zwischen dem Teilgewölbe im Norden und im Süden grabenbruchartig ein schmaler Zug von Hauptdolomit eingeschaltet, mit dem sich im Zauchengraben jener von Südwesten heranreichende Hauptdolomit vereinigt (Abb. 9).

Im Süden grenzen die Nordkarawanken an den Diabaszug, der nordwärts auf die Trias aufgeschoben ist. Diese Störung ist auf der Obirsüdseite an der über den Schaidasattel führenden Straße gut zu erkennen. Der Alpine Muschelkalk, Permoskythsandstein bzw. Werfener Schichten sind nur in sehr reduzierter Mächtigkeit vorhanden. Ähnlich ausgedünnt sind Partnachmergel beim Schaidasattel.

Am Kuhberg ist gebankter Wettersteinkalk infolge der starken Südrandüberkipfung zu einer fast isoklinalen Mulde geformt, welche von der Straße nach Zell Pfarre aus gut zu sehen ist (Abb. 1).

Auf der Nordseite der Nordkarawanken sind seit langem Jura-Unterkreide Gesteine bekannt, die meist vom Wettersteinkalk überschoben sind. Das östlichste Juravorkommen liegt südlich Globasnitz, weitere befinden

sich nördlich und östlich des Jegartkogels. Im Vellachtal sind Kössener Schichten und stark verformte Plattenkalke überschoben. Die Überschiebungslinie zu den nördlich Rechberg liegenden Juraschollen liegt unter Schutt begraben. Auf der Nordseite des Kleinobir sind beim Wildensteiner Wasserfall und westlich gegen das Freibachtal Jura-Unterkreide-Gesteine verschuppt und von der Obirtrias überschoben.

J. STINI (1973) faßte diese jüngeren Gesteine als Sockeldecke auf und kam zu der Vorstellung eines Deckenbaues im Obirgebiet. Die Geländeaufnahmen ergaben, daß in den Karawanken kein Deckenbau vorliegt. Vielmehr kann man einen Sattel- und Muldenbau erkennen, der durch jüngere Störungen stark überprägt wurde. Die nachtriadischen Gesteine bildeten wahrscheinlich die ehemals hangende Auflage, welche aufgrund von Schwerkraftstektonik abgeglitten, verschuppt und überschoben wurde.

Bei der Erfassung des Alters der gebirgsbildenden Bewegungen liefert das am Karawankennordrand überschobene Jungtertiär (Sarmat) eine wichtige Zeitmarke. Eine quartäre Tektonik, welche Hangbrekzien stark gehoben oder junge, über Würm-Grundmoräne liegende Schotter im Vellachtal südlich Miklauzhof verstellt hätte, ist abzulehnen. Im Vellachtal sind seit F. HERITSCH (1906) steil geschichtete Schotter bekannt, die vielfach als tektonisch verstellt gedeutet wurden. Lückenlose Aufschlüsse, die beim Straßenbau 1967 gemacht wurden, zeigten in einem kleinen Teilbereich steil geschichtete und faltenartig geformte Schotterlagen. Eine tektonische Beanspruchung konnte in keiner Weise festgestellt werden. Die Steilschichtung wurde daher als quartärgeologisches Phänomen aufgefaßt.

Für tektonische Bewegungen in der Oberkreide ergaben sich aus den Geländebefunden keine Hinweise. Doch sind erste einengende Bewegungen, die zu einer ersten Anlage eines Faltenbaues, der bei der tertiären Tektonik stark überprägt wurde, anzunehmen.

6. Mesozoikum der Südkarawanken

(F. K. BAUER)

6.1. Trias

Werfener Schichten (Skyth), 59

Die im Normalprofil über dem Bellerophondolomit liegenden Werfener Schichten sind etwa 150–200 m mächtig und in Seiser und Campiler Schichten zu gliedern. Die Seiser Schichten bestehen aus dunklen Bankkalen, die häufig braun anwitternden Biogendetritus führen. Zu den charakteristischen Gesteinen gehören Flaserkalke und vor allem die rot gefärbten Oolithbänke, die in einem Horizont reichlich Kleingastropoden führen (Gastropodenoolith). Die Campiler Schichten hingegen werden von einer Abfolge von roten, sandig-tonigen Schichten gebildet.

Gut aufgeschlossene Profile liegen im Vellachtal, etwas östlich davon an einer neueren Forststraße und im Remschenig Graben westlich St. Margarethen. Im letzterwähnten Profil liegen unter den Werfener Bankkalen Dolomite, die wahrscheinlich zum Bellerophondolomit zu stellen sind. Vom Profil Vellachtal beschrieb W. RESCH (1979) neben anderen Foraminiferen eine neue Art von *Cyclogyra*.

Alpiner Muschelkalk (Anis), 58

(Beitrag von IMMO CERNY)

Wie im Nordstamm ist auch im Südstamm der Karawanken eine lithostratigraphische Dreigliederung entwickelt.

Obere Schichtgruppe: Flaser-Wurstelkalke mit zwischenlagernden Mergelbänken, Knollenkalke mit Tuffen, verkieselte und hornsteinführende Klastkalke.

Mittlere Schichtgruppe: Bunte karbonatische Konglomerate mit Einschaltung von dolomitischen Mergeln, sandig-mergeligen Kalken und grünen tuffitähnlichen Tonhorizonten.

Untere Schichtgruppe: Fossilführende Kalke, Dolomite mit Einschaltung bituminöser Bankkalke.

Die Überlagerung bildet hellgrauer massiger Schlerndolomit.

Die anisische Schichtfolge, 320–340 m mächtig, ist im Obojniggraben aufgeschlossen. Über kalkig-sandigem Oberkarbon mit typischen Floren- und Faunenelementen folgen 6 m mächtige, matrixfreie Quarzkonglomerate. Diese Quarzkonglomerate gehen lateral in mächtige, rote und graue Grödener Sandsteine über. Werfener Schichten fehlen in diesem Profil. Über den genannten Quarzkonglomeraten folgen ca. 10 m mächtige, milchig weiße, dickbankige Algenkalke. *Diplopora hexaster*, *Physoporella pauciforata* zusammen mit *Tubiphytes obscurus* MASLOV weisen bereits auf ein anisches Alter dieser Karbonate hin. Mit unscharfer Grenze folgen, 30 m mächtige, spätdiagenetische, überprägte Dolomite mit Einschaltungen von ca. 10 m mächtigen, schwarzen, bituminösen Kalklaminiten. Massige, dolomitisierte Kalkarenite (Mächtigkeit 35–40 m) mit Foraminiferen und Kalkalgen, bilden den Abschluß der Unteren Schichtgruppe.

Die mittlere Schichtgruppe, ca. 50 m mächtig, beinhaltet bunte Konglomerate in Wechsellagerung mit roten, grünen und grauen Schiefertönen, Silt- und Sandsteinen, z. T. mit tuffitverdächtigen Schiefertonhorizonten. Die Matrix der Konglomerate ist meist sandig, an Komponenten treten Kalke und Sandsteine unterschiedlichster Färbung auf. Die Überlagerung dieser konglomeratisch-klastischen Abfolge bilden, 10 m mächtig, dünnplattige, dolomitisch-mergelige, z. T. sandige Kalke mit Pflanzenhäcksel und reichen Ostracodenfaunen.

Der Übergang in die Obere Schichtgruppe (entspricht Sign. 56) ist fließend und durch die Abnahme der sandig-klastischen Komponenten gegeben. Wurstel-Flaserkalke (Mächtigkeit um 60 m) mit Einschaltungen von dolomitisch-mergeligen Lagen prägen die basalen Anteile der Oberen Schichtgruppe. Der Überlagerung folgen, 13 m mächtig, dünnbankige Knollenkalke, die eine Reihe von grünen Tuffithorizonten („Kristalltuffe“) im cm-Bereich beinhalten. Über den tuffitischen Knollenkalken folgen, 8 m mächtig, plattige, schwarze Kieselkalke, überlagert von gebankten bis plattigen, kieseligen Klastkalken (Mächtigkeit um 40 m). Diese Klastkalke beinhalten fünf, dm-mächtige Sandsteinlagen. Massige, hornsteinführende Dolomite (Mächtigkeit bis 40 m) leiten über zur mächtigen Abfolge des Schlerndolomites.

Das entscheidende Merkmal im „Anis“ des Südstammes ist das Auftreten von klastischen Sedimenten (Konglomerate, Sand-, Siltsteine). Sie transgredieren über Sedimente eines faziell differenzierten Flachwasser- raumes. Infolge dieser Faziesdifferenzierung erfolgt diese Transgression von Osten nach Westen in immer höher gelegene lithostratigraphische Einheiten. Die Karbonatabfolgen über den Konglomeraten sind einheitlich

im gesamten Südstamm der Karawanken der pelagischen Fazies zuzuordnen (Knollenkalke, Kieselkalke etc.).

Bankkalk, Hornsteinkalk, Mergel (Oberanis–Ladin), 56

Bankkalk, Hornsteinknollenkalk und Mergel stellen Beckensedimente dar, sie setzen wie in den Nordkarawanken in der Oberen Schichtgruppe des Alpenen Muschelkalkes ein. Sie umfassen den stratigraphischen Bereich Oberanis–Unterladin, doch war eine genauere paläontologische Einstufung noch nicht möglich. Am eindruckvollsten sind sie im Koschutabach aufgeschlossen, wo sie etwa 200 m mächtig sind. Sie setzen sich aus dunklen, oft intensiv verfalteten dünnbankigen Kalken, mergeligen Kalken und sandigen Mergeln zusammen. Im rückwärtigen Teil des Koschutabaches bilden diese Sedimente eine steile Wand und führen hier zahlreiche Bivalvenschalen. R. SIEBER (1972) bestimmte u. a. *Posidonia wengensis* (WISSMANN), *Trigonodosus* sp. und *Pachycardia* sp. Im vorderen Koschutabach gelang R. MICHALJEVIC (Eisenkappel) im Bachbett gegenüber der letzten Wildfütterung der Fund von *Ophiopsis lariensis* de Allesandri, det. R. SIEBER. Ein ähnlicher Fischfund ist aus den Partnachschichten der Gailtaler Alpen bekannt (R. SIEBER, 1955). In der Vellacher Kotschna liegt eine etwa 120 m mächtige Gesteinsfolge über dem anisischen Dolomit, bestehend aus sandigen Mergeln, mergeligen Kalken, Wurstel- und Bankkalken.

Diese Beckensedimente mit den Tuffitlagen sind stratigraphisch mit den Buchensteiner Schichten zu vergleichen, faziell sind sie aber von diesen sehr verschieden. Einige von W. RESCH, Geologisches Institut der Universität Innsbruck, untersuchte Mergelproben zeigten das Fehlen der für die Buchensteiner Schichten typischen Mikrofossilien. Hingegen kommen sehr häufig Gastropoden vom Typus *Laxonema* bzw. *Coelostylina* und „*Natica*“ vor, die für ein sehr seichtes Becken sprechen. Auch in den Partnachmergeln der Nordkarawanken kommen die Kleingastropoden vor.

Paläogeographisch gesehen sind die Beckensedimente der Südkarawanken als Randfazies zu den Dolomiten aufzufassen, wo das Becken tiefer war. Gute Vergleiche sind mit den Partnachschichten bzw. mit dem Fellbacher Kalk des Drauzuges (T. BECHSTÄDT, 1978) möglich, in dem starke Bioturbation und Schüttungen von Flachwasserdetritus in mittleren und höheren Abschnitten auftreten. Man kann daher im Bereich Nord- und Südkarawanken auf relativ seichte Becken schließen. Da die Profile weiters teilweise sehr unterschiedlich sind, ist auch eine stärkere Differenzierung der Becken anzunehmen.

Schlerndolomit (Ladin), 55, 54

Über den Beckensedimenten liegt der Schlerndolomit mit einer Mächtigkeit von 600–700 m. Er ist faziell ähnlich zu gliedern wie der Wettersteinkalk, doch sind infolge der Dolomitisierung die Gefüge sehr undeutlich. Großteils ist eine Bankung zu erkennen. Aufgrund dieser und der vorkommenden Stromatolithe sind diese Dolomite zur Lagunenfazies zu stellen. In der Trögerner Klamm sind Bankung und Schichtungsgefüge gut beobachtbar.

Im Gebiet des Zimpasserkogels ist der Schlerndolomit kalkig ausgebildet. Es kommen in den Kalken Riffbildner wie *Tubiphytes obscurus* MASLOV und Kalkschwämme vor und es sind Großoolithe erkennbar. Es ergibt sich daraus ein Riffbereich, an den gegen Süden die gebankte Lagunenfazies anschließt. Undeutliche Riffstrukturen mit Großoolithen wurden westlich des Trögernbaches am Südrand der gebankten Dolomite gefunden. Man

kann schließen, daß auch am Südrand des Schlerndolomites ein Riffwachstum gegeben war.

In den Steiner Alpen der Vellacher Kotschna liegt über den Beckensedimenten ein massig-ungebankter Schlerndolomit (Sign. 55), in dem undeutliche Großoolithe auf eine Riffschuttfazies hinweisen. Nach oben zeigen diese Dolomite eine Bankung, die besonders im Gipfelbereich der Baba sehr deutlich ist. Etwas unterhalb der Ofner Hütte treten in den Dolomiten gehäuft Kalkalgen auf.

Cassianer Dolomit (Karn), 53

Südlich Eisenkappel liegen über dem Schlerndolomit dunkle gebankte, Hornstein-führende Dolomite mit einer Mächtigkeit von etwa 150–200 m. Im Vellachtal ist eine Verfaltung zu sehen. Sie grenzen tektonisch an das südliche Seeberg-Paläozoikum. Diese Gesteine streichen westwärts über das Vellachtal, bauen eine Bergkuppe südlich des Zimpasserkogels auf und keilen dann aus. Die Einstufung war durch eine mehrteilige Lumachelle u. a. mit *Neomegalodon carinthiacus* (HAUER), R. SIEBER 1979, möglich, welche in der obersten Straßenkurve nordwestlich des Gehöftes Podpesnik aufgeschlossen ist. Die Lumachellen bildet eine etwa 1 m mächtige Fossilbank.

Dachsteinkalk (Nor–Rhät), 52

Der Dachsteinkalk baut die Uschowa (Grenzberg im Osten zu Jugoslawien, in der Karte Potocka Höhe, Felsentore) und das Gebiet des Sanntaler Sattels der Vellacher Kotschna (Steiner Alpen) auf. Die Mächtigkeit beträgt etwa 1000 m. Er zeigt überall eine rhythmische Bankung, welche jener von A. G. FISCHER (1964) aus den Loferer Steinbergen beschrieben entspricht.

Das Basisglied ist ein rötliches Sediment, das bankparallel Spalten oder Depressionen der drunter liegenden Kalke füllt. Es gibt auch einige cm dicke Lagen mit Feinschichtgefüge. A. G. FISCHER (1964) betrachtete die Rotsedimente als lokale Bodenbildungen. Infolge Lösung der verfestigten Kalke kommt es zur Anreicherung des unlöslichen Rückstandes. Das folgende Schichtglied ist durch die Loferite, bestehend aus Algenkrusten und Algenmatten und mechanisch angelagerten Sedimenten gekennzeichnet. Die spariterfüllten Schrumpfungshohlräume (laminierte Fenstergefüge) sind ein wesentliches Merkmal. Die Sedimente vom Typ Loferit gehen in die Megalodontenkalke über. Die lutitisch bis arenitischen Kalke bilden massige, etwa 1 m mächtige Bänke, in denen Megalodonten vorkommen.

Der Dachsteinkalk wurde in einer Lagune abgelagert, in der es infolge Meeresspiegelschwankungen zum rhythmischen Wechsel von subtidalen und inter- bis supratidalen Sedimenten kam. Im jugoslawischen Teil der Steiner Alpen entwickeln sich über gebankten Kalken Riffkalke mit Spongien, Korallen und Hydrozoen, welche in das Rhät gestellt wurden (E. FLÜGEL & A. RAMOVŠ, 1961).

6.2. Faziesvergleich der Trias in Nord- und Südkarawanken

In der Vergangenheit wurden einerseits Faziesähnlichkeiten zwischen Drauzug und Nördlichen Kalkalpen und andererseits Gegensätze zwischen Drauzug und Südalpen betont. Faziesuntersuchungen der letzten Jahre zeigten, daß die Faziesentwicklung in Drauzug und Südalpen (Abb.

8) durchaus vergleichbar sind (F. K. BAUER, 1973; T. BECHSTÄDT et al., 1976).

Die terrestrisch-fluviatilen Ablagerungen der Triasbasis weisen auf eine Küstenlinie im Gebiet der Nordkarawanken hin. Im oberen Skyth erfolgte das Vordringen des Schelfmeeres nach Norden, das in den Südalpen, wie die Flachwasserkalke der südalpinen Werfener Schichten zeigen, schon im Seis bestand.

Das Muschelkalkmeer ist einem weiträumigen Schelfmeer zuzuordnen, dessen Boden im oberen Anis unterschiedlich niederbrach. Auf die dadurch bewirkte Reliefbildung im Hinterland ist die Konglomerat-Sandsteinschüttung im mittleren Anis in den Südkarawanken zurückzuführen. Das Niederbrechen führte in den Nord- und Südkarawanken zur Differenzierung in Becken- und Plattformbereiche und es wird vulkanisches Material gefördert. Der Vulkanismus ist in den Südkarawanken deutlicher.

Den Beckensedimenten der Partnachmergel im Norden stehen z. B. die im Koschutabach vorkommenden Mergel und Bankkalke im Süden gegenüber. In den Nordkarawanken entwickelte sich die Karbonatplattform des Wettersteinkalkes mit den Riffen am Südrand, welche südwärts über das Partnachbecken wuchsen. Im Schlerndolomit der Südkarawanken sind die Riffe nordwärts gewachsen. Eine ähnliche Situation gibt es in den Steiner Alpen der Vellacher Kotschna. Es ergibt sich daraus das paläogeographische Bild von drei Karbonatplattformen, zwischen denen Becken lagen. Es ist zwar eine beträchtliche Einengung bzw. das Verschwinden eines breiten Krustenstreifens im Bereich des Periadriatischen Lineamentes zu berücksichtigen, aber die relative Lage der drei Plattformen zueinander blieb gleich.

Nach dem Ende des Cordevols, das aufgrund paläontologischer Gesichtspunkte zum Karn zu stellen ist, setzt eine einschneidende Umgestaltung des Ablagerungsraumes ein, wie die sandig tonigen Sedimente der Carditaschichten zeigen. Es wurde häufig auf die Faziesgegensätze zwischen nordalpinen Carditaschichten und südalpinen Raibler Schichten hingewiesen. Diese sind aber verständlich, wenn man die im Karn wieder wirksam werdende synsedimentäre Bruchtektonik berücksichtigt. Während die von N. ANDERLE (1970) aus den westlichen Südalpen beschriebenen 500 m mächtigen Hornsteinbankkalke einem an Brüchen eingesunkenen Becken zuzuordnen sind, kann man sich den Cassianer Dolomit auf der einsinkenden Schlerndolomitplattform sedimentiert vorstellen, wie dies z. B. M. LIEBERMANN (1978) dargestellt hat.

In der oberen Trias entwickelte sich im Norden die Ultrabackriff-Fazies des Hauptdolomites, der nach oben in Plattenkalke und Kössener Schichten übergeht. Im Süden bestand eine Lagune, in der der Dachsteinkalk sedimentiert wurde.

6.3. Geologischer Bau

Die Südkarawanken, die östliche Fortsetzung der Koschutakette, auch Süd Stamm genannt, bilden einen schmalen Gesteinszug. Sie sind von den großen Störungen zum Seeberg- bzw. Eisenkappeler-Paläozoikum begrenzt. In diesem Grenzbereich ist eine besonders intensive Beanspruchung der Gesteine zu beobachten. Im südlichen Ausgang der Trögerner Klamm ist gebankter Schlerndolomit steil gestellt, während er in der Klamm selbst sehr flach liegt. Ähnliches ist im Vellachtal zu sehen. Weiters fehlen an diesen Störungen teilweise die Schichten der Unter- und

Mitteltrias. Der Bau wird einerseits durch den starren Körper des Schlerndolomites und andererseits durch leicht verformbare inkompetente Schichten geprägt.

Im Norden liegt ein vom Meleschniksattel nach Osten ziehender Streifen von Alpinem Muschelkalk, Konglomeratlagen und hangenden Beckensedimenten mit Tufflagen unter dem Schlerndolomit. Gegen den Trögernbach keilt diese Mitteltrias aus. Am Nordrand der Trögerner Klamm grenzt der Schlerndolomit an stark gestörte Sandsteine und Schiefer des Perm, in denen kleine Schollen von dunklen Kalken die wahrscheinlich zum Alpinen Muschelkalk gehören, stecken. Es wurden hier auch Harnische beobachtet, die für eine Versetzung der Nordscholle nach Westen sprechen. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu der am Periadriatischen Lineament angenommenen Rechtsseitenverschiebung.

Östlich des Trögernbaches setzt der Alpine Muschelkalkzug wieder ein. Er zieht über den Obojnik Graben und wird von einer Störung abgeschnitten. Der Obojnik Graben schließt nicht nur ein interessantes Mitteltriaprofil auf, das Profil zeigt auch die Art der Tektonik in dieser inhomogenen Schichtfolge. Diese wird von einer Reihe von Störungen durchzogen, die jedoch keine wesentlichen Verstellungen innerhalb des Profils bewirkten.

Die Beckensedimente im Koschutabach sind ein gutes Beispiel für inkompetente Schichten. Die Grenze zum Schlerndolomit ist stark gestört. Mergel und Bankkalke sind oft steil aufgerichtet und stellenweise intensiv verfault. Es wurden mit 20–30° nach WNW und nach ENE einfallende Achsen gemessen. Einige sehr steile Achsen fielen nach SWS ein.

Das Vellachtal gibt einen guten Einblick in den Bau des Südstammes. Der Schlerndolomit wird südlich vom Cassianer Dolomit überlagert, der infolge seiner Dünnbankigkeit eine Verfaltung zeigt. Im Norden grenzen Werfener Schichten an den Schlerndolomit. Aus der Kartierung ergab sich hier eine dem Vellachtal parallel verlaufenden Störung. An ihr sind die Werfener Schichten der östlichen Talseite nach NE versetzt und der am linken Talufer liegende Karbonaufbruch hat keine Fortsetzung auf die andere Talseite.

Nördlich des Schlerndolomites streicht ein breiter Streifen von Grödener Sandstein über das Vellachtal nach Osten, der beim Kuratkogel von Werfener Schichten überlagert wird. An der Straße östlich des Rijavitzabaches sind Werfener Schichten zu einer Mulde geformt, südlich welcher Grödener Sandstein antikalinal hervorkommt.

Nördlich von diesem Zug Grödener Sandstein erstreckt sich vom Vellachtal gegen Osten eine isolierte Scholle von Anisdolomit, der von der Periadriatischen Linie begrenzt wird. In der Kupitzklamm wird dieser Dolomit vom Tomaschitzbach durchschnitten.

In der Vellacher Kotschna liegt ein kleiner Teil der Steiner Alpen auf österreichischem Gebiet. Die südfallende Schichtfolge besteht aus dem Anisdolomit, hangenden Beckensedimenten und dem Schlerndolomit. Bei der Ofner Hütte fällt die starke Mylonitisierung des Dolomites auf. Diese ist auf eine Störung zurückzuführen, an der Raibler Schichten verschwunden sind. Gebankter Dachsteinkalk baut die Kammregion um den Sanntaler Sattel auf.

Die Steiner Alpen gehören tektonisch zur Einheit der Karawanken. Der Baustil der zu Jugoslawien gehörenden Steiner Alpen ist durch einen Sattel- und Muldenbau gekennzeichnet. Das besondere Merkmal ist, daß die Falten südvergent sind. Innerhalb der Steiner Alpen gibt es eine Über-

schiebung von Dachsteinkalk auf Paläozoikum und ältere Trias (S. BUSER, 1969).

Wie die Nordkarawanken nach Norden so wurden die Steiner Alpen südwärts über Jungtertiär geschoben. Nach der Überschiebung entstanden wahrscheinlich im Pliozän in dinarischer Richtung verlaufende Störungen von großer Länge.

6.4. Störungsmuster in den Ostkarawanken

Auf der Geologischen Karte sind zahlreiche Störungen eingetragen, die verschiedene Richtungen zeigen. Eine markante NE-Störung ist die Oistrastörung. Von besonderem Interesse ist, daß diese Störung in der südwestlichen Verlängerung im Vellachtal wieder auftritt. Einerseits sind süd-alpine Werfener Schichten im Südstamm deutlich verstellt, andererseits folgt das Vellachtal nördlich Bad Vellach im Seeberg Paläozoikum dieser Richtung. Diese Störung kann gegen Südwesten über den Seeberg Paß in das Tal der Jezerniča verlängert werden. Es ergibt sich daraus eine in diesem Ausmaß bisher noch nicht erkannte NE-Störung von etwa 25 km Länge, welche schräg durch die tektonischen Einheiten der Karawanken verläuft. Das südliche Vellachtal ist in der Geologischen Karte nicht als Störung gekennzeichnet. Das Tal der Vellacher Kotschna sowie jenes der Ravenska Kočna in Slovenien streichen schräg darauf in NW-Richtung (330°). Einer der großen NW-Störungen folgt das Waidischbachtal auf den Blättern 202/212. Diese NE-SW- und NW-SE-Störungen sind zu den jüngsten zu rechnen. An der ersten kam es zu Versetzungen von Schollen nach NE, wie z. B. bei der Hauptdolomitscholle südlich des Homarberges. Neben diesen beiden Richtungen treten viele etwa E-W verlaufende Störungen auf, welche als älter zu bewerten sind. Die bedeutendste dieser Störungen ist das Periadriatische Lineament. Eine größere Störung ist jene, welche die Petzen im Osten in N-S-Richtung begrenzt (Petzenwerfer, I. STRUCL, 1970). Aus dem Verlauf der Störungen ergibt sich für die Karawanken ein Störungsmuster mit NE-SW, NW-SE, E-W und N-S gerichteten Störungen.

7. Tertiär

(DIRK VAN HUSEN)

Kohleführende Sande und Tone (Sarmat), 32

Es handelt sich um dunkle, graublau, oft schluffreiche Tone, die mit glimmerreichen Sanden wechsellagern. In diesen feinkörnigen Sedimenten sind stellenweise dünne Lagen oder Schnüre von gut gerundeten Kiesen eingelagert, die hauptsächlich aus Quarz, etwas Kristallin und Karbonat bestehen. Darüberhinaus fanden sich immer wieder Lagen mit Pflanzenhäcksel, vereinzelt Holzreste und kleinere Flözchen von Braun- oder Glanzkohle, die bei größerer Mächtigkeit früher durch kleine Bergbaue genutzt wurden (Lobnig, Prevernik, Unter Loibach). Im unmittelbaren Bereich dieser organogenen Einlagerungen zeigen die Sande und Kiese starke Bleichung und eine weit fortgeschrittene Kaolinisierung des Kristallinanteiles und kreibige Verwitterung der Karbonate, die die Folge des verstärkten Auftretens von Huminsäuren sind. In den hangenden Anteilen dieser Schichtfolge fanden sich manchmal völlig entkalkte, intensiv rot gefärbte Verwitterungshorizonte, die auf eine längere Unterbrechung der Sedimentation unter wärmerem Klima hinweisen.

Lithologisch und faziell ist diese Schichtfolge mit den Rosenbacher Kohleschichten (F. KAHLER, 1953, S. 33) weiter im Westen direkt vergleichbar. Darüber hinaus ist auch eine gute Übereinstimmung im palynologischen Fossilinhalt (Bestimmung Dr. I. DRAXLER, Geologische Bundesanstalt) zu finden. Aufgrund dieser Ergebnisse sind diese feinkörnigen Sedimente mit den obersten Anteilen der Rosenbacher Kohleschichten zu parallelisieren und daher mit W. KLAUS (1956) ins höhere Untersarmat einzustufen.

Diese feinkörnigen Sedimente bilden oft am Hangfuß Quellhorizonte und feuchte Wiesen (z. B. Kleinzapfen, Schattenberg) oder stellen die Ursache ausgedehnter Massenbewegungen (z. B. Unterbergen, Ruttach) dar. An zwei Stellen war die Auflage dieser Sedimente auf dem praeter-tiären Untergrund aufgeschlossen. Am Prevernik Sattel bildet die Unterlage Hauptdolomit (F. KAHLER, 1933, S. 115), der ca. 20–30 cm tief intensive rotbraune Verfärbung zeigt, die an Klüften auch tiefer eingreift. Beim Gehöft Gradischnig (Loibach) liegt die tertiäre Schichtfolge permischen Sandsteinen und Dolomit auf, die deutliche Spuren von Verwitterung und eine 2–3 m mächtige Bleichungszone aufweisen.

Grober Kies (deutlich bis ausschließlich quarzföhrnd), 31

Es sind dies die gut gerundeten, sandreichen Kiese, die die feinkörnigen Sedimente ablösen. Bei den Kiesen handelt es sich in den liegenden Anteilen hauptsächlich um Quarz, etwas Kristallin, zu denen noch ein kleinerer Anteil von Karbonaten aus den Karawanken kommt (Mischkalk, F. KAHLER, 1935). Zum Hangenden zu steigt in diesen Sedimenten der Anteil der Karbonate an, die auch ständig an Korngröße zunehmen. In den östlichen Teilen des Kartenblattes (östlich Globasnitz) bilden diese Sedimente den Hauptanteil des Tertiärs des Karawankenvorlandes.

Gleitschollen, 30, 29

Es sind dies von 100 bis 150 m Erstreckung aufweisende Tafeln, die eine rasch wechselnde Mächtigkeit zwischen ca. 20 m und 100 m aufweisen. Sie bestehen bis auf kleinere, bei Homelitschach und Blasnitzenberg, generell aus Wettersteinkalk und liegen parallel zur allgemeinen Schichtung des grobklastischen Tertiärs.

Abgesehen von den massigen, mächtigeren zentralen Teilen der Körper, zeigen die Schollen deutliche Spuren stärkerer Beanspruchung und Zerrüttung. So treten oft Brüche auf, die quer durch den gesamten Körper gehen oder größere Teile abtrennen. Allgemein ist aber an allen Schollen über einen großen Bereich zum Rand zu eine immer stärkere Gefügeauflockerung (Sign. 29) zu beobachten, die fast immer bis zu einer monomikten Brekzie führte. Über diesen Bereichen kommt es heute oft zur Ausbildung von Erdfällen (Sign. 8).

Von dieser Brekzie ausgehend finden sich in den umgebenden groben Kiesen häufig völlig ungerundete Wettersteinkalkstücke (Abb. 10), die auch meist größer als die umliegenden Kiese sind. Die Schollen liegen konkordant in der grobklastischen Schichtfolge und sind demnach am besten als syndimentär eingewanderte Körper zu erklären, die schließlich einsedimentiert wurden.

An einigen Stellen (am einfachsten an der Straße Altendorf–Sagerberg am Fuß der Scholle unmittelbar westlich des Suchabaches zu finden) waren im Liegenden der Schollen schwazbraune, milde Tonschiefer aufgeschlossen, die den Tonschiefern der Carditaschichten der Karawanken entsprechen und mit den Wettersteinkalkschollen abgewandert sind. Sie

ermöglichen wahrscheinlich überhaupt primär, daß sich derart große dünne Tafeln vom Nordhang der Karawanken loslösen konnten und dienten dann weiter als Gleitmittel bei der Wanderung nach Norden. In diesen Positionen sind unter den heutigen steileren Reliefbedingungen zum Teil riesige Wanderblöcke (z. B. Hoher Leger) zu beobachten. Heute heben sich die Schollen oft als markante Steilstufen und Wände oder als krönende Gipfelplateaus (St. Hemma) gegenüber den dichtbewaldeten Hängen ab.

Grober Karbonatkies, 28

Sich mit den deutlich quarzführenden Kiesen verzahnend treten im Kartenbereich bald nach Ende der feinkörnigen Sedimentation der kohleführenden Sande und Tone grobe Karbonatkiese auf (Abb. 10). Sie zei-

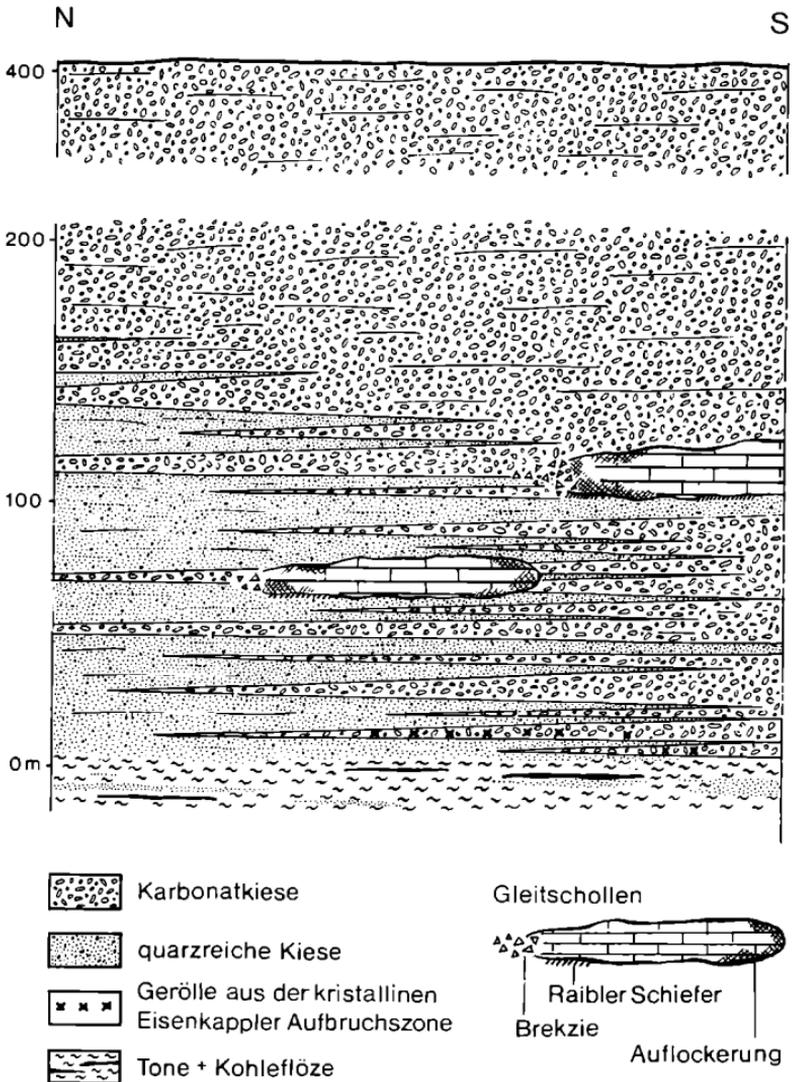


Abb. 10: Schema der Sedimentation im Jungtertiär des Karawankenvorlandes (D. VAN HUSEN, 1976).

gen durchwegs deutlich schwächere Rundung und sind auch gröber als die besser gerundeten quarzreicheren Kiese (Sign. 31). Neben den Karbonaten, die sich aus den Gesteinen der Trias und des Jura der Karawanken herleiten lassen, finden sich in den liegenden Bereichen auch Granite, Tonalite, kristalline Schiefer, die in ihrer Herkunft den Gesteinen der Intrusiva und des Paläozoikums (Ch. EXNER, 1972) südlich des Nordstammes der Karawanken zuordenbar sind (D. VAN HUSEN, 1976, S. 116 f.).

Diese den eng begrenzten Vorkommen des Karawankengranits, Mikroklingneises im Eisenkappeler Altkristallin, Tonalitgneises und den Cordierit-Knotenschiefern des Remschenigtales entstammenden Gerölle sind während der beginnenden Schüttung des groben Material aus den Karawanken über flache Sättel im Nordstamm (z. B. Prevernik Sattel) transportiert und im Vorland abgelagert worden. Diese Gerölle finden sich beim Wigasnitz, Feuersberger Bach und auch weiter im Osten (westlich St. Stefan, Dolintschitschach, Schattenberg), wo sie auch in den quarzreichen Kiesen enthalten sind. Sie zeigen hier aber durchwegs eine bereits wesentlich bessere Rundung und geringere Korngröße – als unmittelbar am Nordrand der Karawanken – und damit einen längeren Transport an, der zu einer Anreicherung gegenüber den Karbonaten führte. Bei einem weiteren Fortschreiten der Sedimentation nimmt der Einfluß des Nordstammes durch eine weitere Heraushebung (Gleitschollen) immer stärker zu und der Gerölltransport aus dem Süden wird unterbrochen (Abb. 11). Die groben Karbonatkiese (Gerölle bis zu 30 cm Ø sind nicht selten) greifen immer weiter nach Norden aus und ersetzen schließlich nach einer ca. 100 m mächtigen Sedimententwicklung die quarzreichen Kiese gänzlich (Abb. 10) und erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 300 m (Hochfläche Abtei). Sie zeigen oft eine gute Talrandverkitung und bilden Geländestufen und lang anhaltende Wandstufen an den Steilabfällen der Hochflächen.

Sedimentationsablauf im Tertiär

Die Entwicklung der geologischen Vorgänge am Nordrand der Karawanken im Bereich der Karte der Ostkarawanken kann folgendermaßen zusammengefaßt werden (Abb. 10 und 11).

Am Ende des Untersarmates erfolgte am Nordrand der Karawanken eine ruhige Sedimentation mit Tonen, Schluffen und Sanden, die öfter von Sumpfbildung unterbrochen war und nur selten von gröberen Schüttungen gut gerundeter, weit transportierter Quarz- und Kristallingerölle unterbrochen wurde, zwischen denen sich wenig örtliches Material (Karbonate) findet. Diese ruhige Sedimentation erfolgte zu dieser Zeit wahrscheinlich von Osten her gegen Westen in einem breiten, weit verzweigten Flußbett am Rand eines Hügellandes, auf das sie teilweise randlich übergriff.

Diese Sedimentation, als Rosenbacher Kohleschichten (F. KAHLER, 1935) bekannt, wird dann mehr und mehr von einer gröberen Schüttung von Süden ersetzt und verdrängt. Während des Beginns dieser durch die Hebung der Karawanken bedingten Entwicklung war ein Materialtransport auch aus den südlichen Teilen des Gebirges noch möglich (Abb. 11). Während dieser Phase hielt die ruhige Sedimentation in den nördlichen und östlichen Teilen des Vorlandes noch an. Die weitere Hebung unterband den Transport von Süden nach Norden und führte schließlich zur Ausbildung der Gleitschollen an den durch die Lagerungsverhältnisse günstigen Stellen und deren Abwanderung ins Vorland.

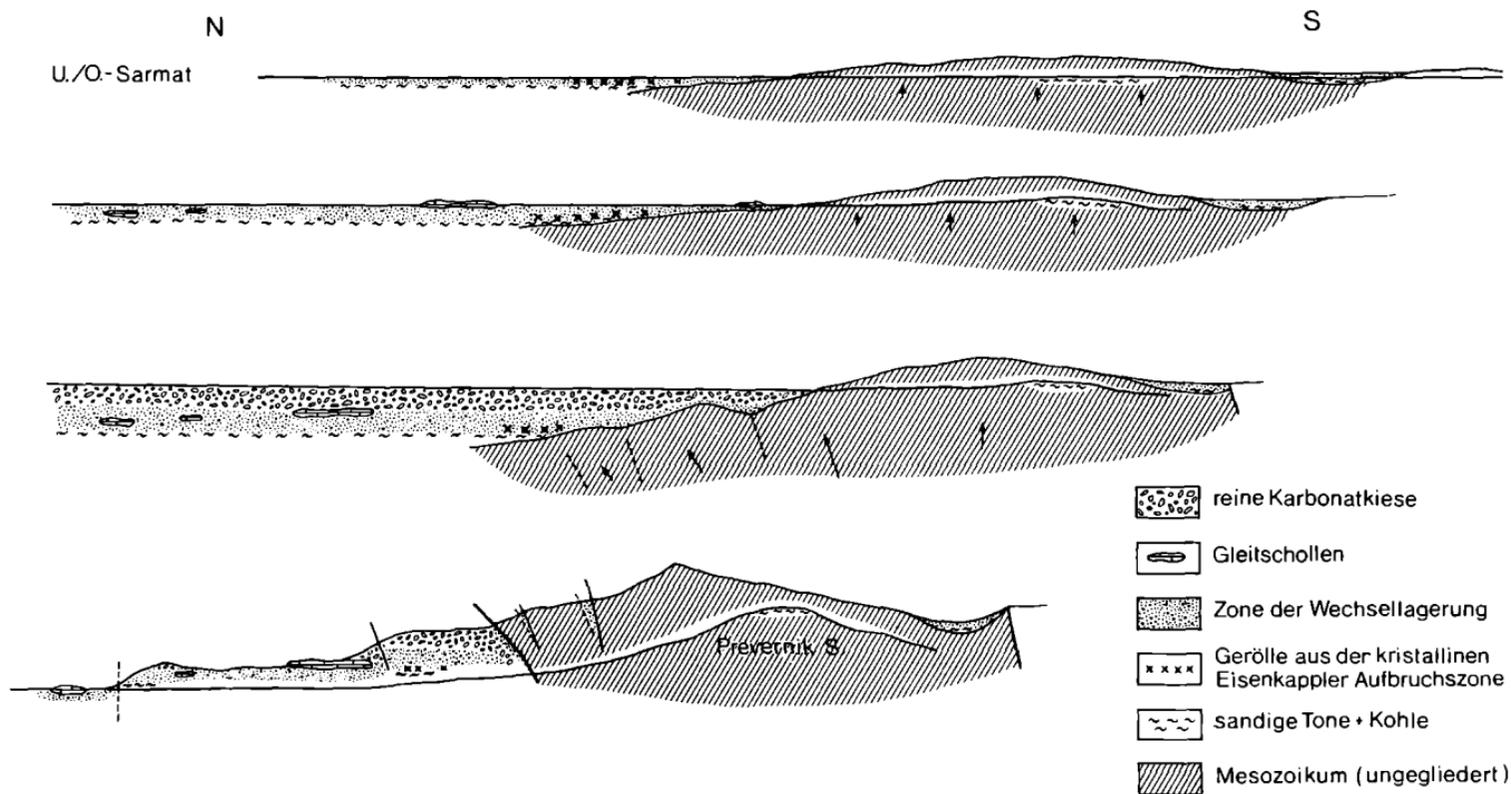


Abb. 11: Schematische räumliche Darstellung der sedimentären und tektonischen Entwicklung im Karawankenvorland von der Grenze Unter-/Obersarmat bis heute (D. VAN HUSEN, 1976).

In der weiteren Folge kam es durch die immer höher werdende Reliefenergie nur noch zur Ablagerung grober Kiese, die besonders am Ausgang größerer Täler und Gräben eine Mächtigkeit bis zu 250–300 m erreichen und die tertiäre Schichtfolge abschließen.

Die sich mit zunehmender Hebung einstellende Nordbewegung des Nordstammes führt zuerst zur Überschiebung der mit dem quarzreichen Tertiär bedeckten Einheit der „Sockeldecke“ (J. STINI, 1938; F. K. BAUER, 1970, S. 240 f.) und schließlich des Jungtertiärs, wobei auch dieses in den tektonischen Bau einbezogen wurde.

Lagerungsverhältnisse

Die Überschiebungsbahn des Karawankenkörpers auf die Schichtfolge des klastischen Tertiärs liegt im Westen südlich der Hochfläche von Abtei in ca. 800 m Höhe NN und sinkt bis zum Vellachtal auf ca. 450 m ab, wobei ihr Verlauf in diesem Bereich unter den mächtigen Schutthalden des Kleinobirs und Altberges nicht genau lokalisierbar ist. Vom Vellachtal stark ansteigend erreicht sie im Lipnikgraben (Hoher Leger) 1100 m und sinkt dann wieder auf 800–900 m Höhe am Nordfuß der Petzen ab. Ihr Verlauf zeigt, daß sie im Kartenbereich generell steil nach Süden einfällt. Nur westlich des Homarberges dürfte ein etwas flacheres Einfallen vorherrschen. Im ganzen beobachtbaren Verlauf der Überschiebungsbahn tritt an ihr eine meist nur dünne Lage (mehrere dm) der tonig sandigen Quarzkiese auf, in der die Gerölle stark zerbrochen, zerrieben und manchmal aber auch poliert sind. Diese Lage dürfte als Gleitmittel aus dem liegenden Anteil des Tertiärs bei der Bewegung mitgeschleppt worden sein.

An zwei Stellen ist an der sonst geschlossenen Überschiebungsbahn die Bildung kleinerer Schuppen zu beobachten. Südöstlich Homarberg und am Blasnitzenberg. Hier liegen jeweils kleine Körper von Wettersteinkalk und Hauptdolomit von der Hauptmasse isoliert im unmittelbar Liegenden der Überschiebungsbahn. Die Gesteine sind besonders stark tektonisch beansprucht und zerschert, z. B. ist der Hauptdolomitkörper südlich Urch als Schotter händisch abbaubar.

Im Bereich Rechberg–Gornja–Stroppitzberg nordöstlich der Petzen verlief die Aufschiebung nicht so glatt, was zu einem weit komplizierteren Bau geführt hat. Es bildeten sich an der Basis der Wettersteinkalkmasse der Petzen zwei mächtige Schuppen aus Wettersteinkalk aus (Trebnikboden, Stroppitzberg, Gornja). Die die einzelnen Körper trennenden Überschiebungslinien sind durch karnische Tonschiefer und tonig sandiges Tertiär mit Quarzgeröllen markiert, das auch durch seine Mobilität die Ursache für den riesigen, periglazialen Schuttstrom darstellt. Die hangende Schuppe beim Trebnikboden scheint nach Südosten in mehrere kleine Einheiten aufgelöst zu sein, ohne daß deren Beziehung zueinander erfaßbar wäre, was auf den Schuttstrom und eine mächtige Schuttbedeckung zurückzuführen ist. Die liegende größere Schuppe ist ein mächtiger Block, der vom Stroppitzberg bis zur Gornja an der Staatsgrenze zu verfolgen ist. Sie trägt noch ihre primär sedimentäre Auflage von quarzreichem, sandigen Tertiär beim Skutel und einer mächtigeren, karbonatreichen Schichtfolge, die den Rücken südlich der Gornja bis zum ehemaligen Gehöft Rischberg aufbaut (F. KAHLER, 1960) und stellt eine riesige, abgeglittene Masse dar, die durch den Anschlag der Karawanken wieder auf das Tertiär (Westen) und auf den autochthonen Wettersteindolomit am Nordfuß der Gornja aufgeschoben wurde. Auch hier tritt an der Überschiebung

immer das quarzreiche Tertiär auf. Der Wettersteindolomit bildet das hangendste Schichtglied der kurzen autochthonen Schichtfolge, die mit den Tonschiefern (St. Georgen) beginnt und über das Perm und den Skythdolomit (Gradischnig), nur kurz vom Schuttstrom verdeckt, bis an den Fuß der Gornja reicht.

Die durch die Überschiebung entstandene, interne tektonische Verformung des klastischen Jungtertiärs war, wegen der Aufschlußverhältnisse und der Materialien (Lockersedimente) an keiner Stelle direkt zu beobachten. Eine Rekonstruktion des Baues ist nur durch die Einordnung der erfaßbaren kurzen Abfolgen in die gesamte Schichtfolge (Abb. 10), und demnach auch nur grob, möglich.

Als Hilfsmittel bei der Erfassung von Bewegungsbahnen und -zonen stärkerer tektonischer Beanspruchung konnten aber noch folgende Erscheinungen herangezogen werden.

Es fanden sich, eng auf die Störzonen begrenzt, häufig größere Karbonatgerölle mit Drucklösungserscheinungen oder weit ins Geröll eingepreßten Quarzgeröllen, ebenso wie zerdrückte, oft wieder verheilte Gerölle, die teilweise Harnischtrienem zeigen, die sich auch im anhaftenden konglomerierten Sand fortsetzen.

Die deutlichsten Verstellungen und Überschiebungen sind im Bereich Sagerberg und Simonberg zu beobachten. Die Schichtfolge im Bereich Sagerberg ist nach SSE verkippt und fällt mit 15–30° ein. Auf ihr liegt eine ebenso einfallende Abfolge aus den tieferen Anteilen der Sedimentabfolge, die den Simonberg aufbaut. Sie ist an einer flach nach SE einfallenden Überschiebungsbahn auf die jüngere Sagerbergeinheit aufgeschoben. Diese durch eine Einengung von Süden und Osten bedingte Verschuppung ist wahrscheinlich auf die am Homarberg weit nach Norden ausgreifende Überschiebung der Karawanken zurückzuführen. Durch die gleiche zweiseitige Einengung dürften auch die Brüche und Verstellungen südwestlich Totschnik verursacht worden sein.

Eine weitere Aufschiebung, an der die sandigen Tone der Rosenbacher Kohleschichten über die groben Karbonatkiese zu liegen kamen, ist östlich Unterbergen in einem kleinen Stück zu erfassen. Ihr weiterer Verlauf ist aber wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht zu verfolgen.

Mit der Überschiebung der Karawanken über das Tertiär ist auch das Niveau der Austritte der Karstwässer am Nordfuß der Karawanken gegeben. Dabei ist ein deutlicher Unterschied westlich (Obir) und östlich (Oistra, Topitza, Petzen) zu erkennen. Sind am Nordfuß des Obirs keine bedeutenderen Karstquellen zu finden (sie können möglicherweise durch die starke Schuttbedeckung im Bereich der Überschiebung verdeckt sein), treten östlich der Vellach viele kleinere und bedeutendere Quellen in dieser Position auf (A. BRANDT & C. HÜTSCHLER, 1980), wobei jene meistens zur Versorgung einzelner Höfe dienten, diese zur Versorgung der Ortschaften bis nach Völkermarkt herangezogen werden.

Es sind dies die Quellen in 800 m NN, westlich des Stroppitzberges die Feistrizquelle, die Quelle am Ausgang des Stiegengrabens, und die Quelle des Globasnitzbaches. Darüber hinaus finden sich im Tertiär des Karawankenvorlandes einerseits kleinere Wasseraustritte (besonders im Bereich der gröberen Karbonatkiese), andererseits an vielen Stellen im liegenden Bereich der Gleitschollen kleine Quellen, die ihr Einzugsgebiet in dem jeweiligen Schollenkörper haben (St. Hemma). An drei Punkten treten aber in dieser Position dermaßen starke Quellen auf (südlich Wak-

kendorf, östlich Schmelz, nördlich Stroppitzberg), daß ihr Einzugsgebiet weit über den Schollenkörper hinaus gehen muß.

Diese Quellschüttungen sind wohl nur dadurch erklärbar, daß eine Wegsamkeit über die Überschiebungsbahn hinweg besteht, so daß Wasser aus dem großen Karstreservoir des Petzenstockes in die Gleitschollen übertreten kann. Das ist wahrscheinlich dadurch möglich, daß die weitgehend horizontal liegenden Schollenkörper bis zur Überschiebungsfäche reichen, wodurch diese Brücke möglich wird.

Zu großräumigen Verbiegungen (Ch. EXNER, 1972, S. 99 f.) und Verstellungen und zusätzlich kurzen, randlichen Überschiebungen (F. K. BAUER, 1970, S. 242) kam es auch im Bereich der tertiären Ablagerungen des Lobniggrabens und am Preverniksattel (D. VAN HUSEN, 1976, S. 124). Diese sind auch im Bereich der tertiären Ablagerungen und der damit verbundenen differenzierten Bewegung entstanden. In dieser allgemeinen Hebung des Nordstammes der Karawanken ist auch der südliche und größere Teil des tertiären Vorlandes eingeschlossen. Die nördlich des Hemmaberges – außerhalb des Kartenblattes – liegenden Erosionsreste dieser Schichtfolge (es sind dies die durch die peripheren Abflüsse des Draugletschers herausmodellierten Schollenkörper bei St. Stefan–Kleindorf–Slimnach und die noch vorhandenen grobklastischen Anteile) stellen eine um etwa 150–200 m zurückgebliebene Einheit dar. Es war nicht möglich, die trennende Störung (in Karte nicht eingetragen) genauer zu lokalisieren, sie wird aber wahrscheinlich in dem Tal Jaunstein–Globasnitz oder knapp südlich davon verlaufen.

8. Quartär

(DIRK VAN HUSEN)

Hangbrekzie, 27

An zwei Stellen (Stiegengraben südöstlich Wackendorf und südwestlich Wildensteiner Wasserfall) sind mächtige, ausgedehntere Reste von Hangbrekzien am Nordfuß der Karawanken erhalten geblieben, die ehemals wesentlich ausgedehntere Schutthalden anzeigen. Es ist dies durchwegs gut verkitteter Wettersteinkalk, der, teilweise nur aus dem groben Schutt bestehend, eine sehr hohlraumreiche, lagenweise auch mit Feinmaterial verfüllte, dichte Brekzie bildet. Die Brekzien sind älter als Würm, da Bruchstücke in den würmeiszeitlichen Moränen und Terrassen zu finden sind.

Konglomerat von Rechnitz, 26

In der Engstelle des Vellachtales bei Rechberg sind verkittete, sehr grobe Kiese erhalten, die dem Einzugsgebiet der Vellach entstammen. Sie sind schlecht sortiert und öfter auch mit schluffigem Material durchsetzt, das auf einen Rückstau hinweist. Die undeutliche Schichtung zeigt lagenweise auch Deltaschichtung, wobei auch mitunter ungerundeter Hangschutt des südlichen Hanges enthalten ist. Es handelt sich bei dieser mäßig verkitteten Ablagerung um die Auffüllung des untersten Vellachtales während des Anwachsens des Draueises, das den Talausgang zunehmend verlegte.

Niederterrasse, 25

In den weitgehend unvergletscherten Tälern der Ostkarawanken entwickelten sich Terrassenkörper sehr unterschiedlicher Ausbildung. Im Vel-

lachtal sind Reste der Niederterrasse ab dem Gehöft Muri erhalten, die sich im Vorfeld der Gletscherzunge der Vellacher Kotschna entwickelte. Eben solche Reste sind im Verlauf des Koschuta-Ebriacher Baches zu finden. Im Bereich Eisenkappel ist dann eine starke Zunahme der Mächtigkeit der Terrassenkörper bis zu 80 m und nördlich bis 120 m zu beobachten. Diese ungewöhnlich mächtige Verfüllung der Täler ist hier auf die durch den Draugletscher angehobene Vorflut zurückzuführen, worauf sich das Flußsystem der Vellach im unteren Bereich einstellen mußte (Abb. 12).

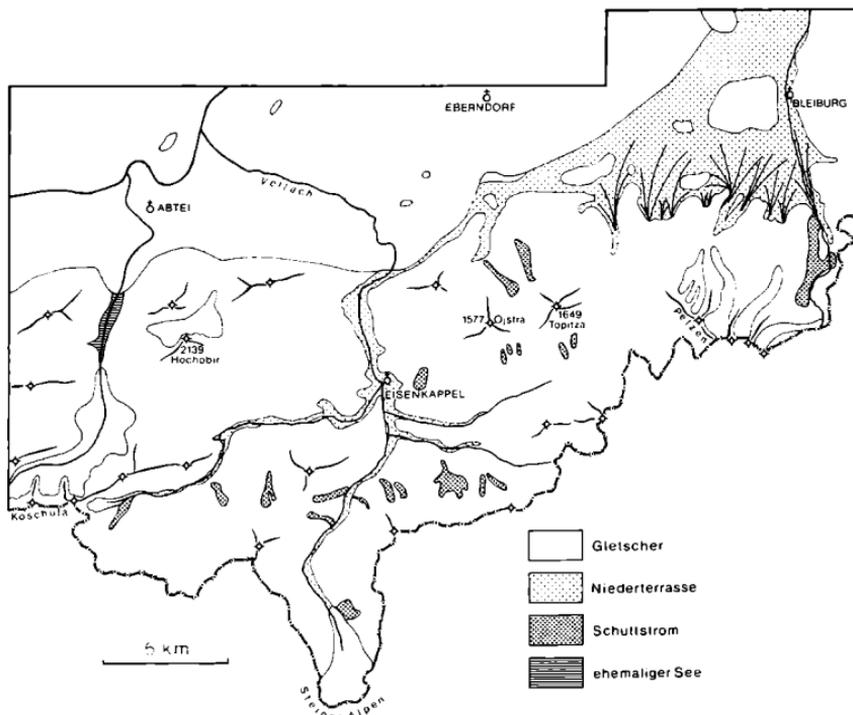


Abb. 12: Skizze des Erscheinungsbildes der Ostkarawanken zum Höhepunkt des Würmglazials (D. VAN HUSEN).

Die Niederterrassebesten bestehen aus meist gerollten und klassierten Kiesen und Sanden, die stellenweise aber sehr grob werden können. Nur im nördlichen Teil sind öfter stärkere Schlufflagen und -beimengungen zu finden, die auf den Rückstau zurückzuführen sind.

Im Vorfeld des Draugletschers entwickelte sich ab Pfandorf, wo sich die Gletscherstirn vom Nordfuß der Karawanken löst und nach Norden einschwenkt, eine Niederterrasse, die sich erst zwischen den Tertiärhügeln und Gleitschollenresten und dann breit über Bleiburg zur Drau im Norden zieht (Abb. 12). Auf ihr Niveau stellten sich die Aufschüttung der unvergletscherten Nebentäler (Suchabach, Globasnitzbach) ebenso wie die weitflächigen, heute unterschrittenen Schwemmkegel im Vorfeld der Lokalgletscher des Petzenstockes (z. B. Feistritzbach) ein.

Die Niederterrasse der Drau stellt eine meist mehr als 10 m mächtige Ablagerung aus gut gerundeten und klassierten Kiesen und Sanden dar,

in der sich auch Gesteine aus dem westlichsten Einzugsgebiet der Drau und den Hohen Tauern finden. Im Gegensatz dazu werden die Schwemmkegel am Nordfuß der Petzen von anfänglich wenig gerundetem Wettersteinkalkschutt aufgebaut, der etwas mit dem aufgearbeiteten Tertiär vermischt ist.

Periglazialer Schuttstrom, 24

In den unvergletschert gebliebenen niedrigen Tälern der Karawanken entstanden unter den extremen periglazialen Bedingungen der letzten Eiszeit ausgedehnte Schuttströme, die einerseits an die an feinkörnigen Anteilen reichen paläozoischen Abfolgen im Süden, andererseits an die Mitteltrias östlich der Vellach gebunden sind (D. VAN HUSEN, 1975) (Abb. 12).

Letzere sind ausgedehnte Schuttzungen aus teilweise recht grobem Wettersteinkalkschutt, der stellenweise mit karnischen Tonschiefern vermischt ist. Die Schuttzungen setzen entweder an Stellen an, wo der Wettersteinkalk von mächtigen Tonschiefern (Topitza) oder von tonig sandigem Tertiär unterlagert wird. Hier entstand durch die besonders instabile Lagerung über den verwitterungsanfälligen Gesteinen ein große Menge Schutt, die – durch die Frosteinwirkung zerkleinert – die Schuttströme bildete, die weit ins Tertiär des Karawankenvorlandes ausgriffen ohne aus diesem wesentliche Mengen aufzunehmen. Diese Schuttzungen weisen eine stark schwankende Mächtigkeit auf, die von vielen Metern bis zu dünnen Decken reicht, wo stellenweise der tertiäre Untergrund durchragt.

Eine etwas andere Erscheinungsform weisen die Bildungen im Bereich des Paläozoikums im Süden auf. Hier entwickelten sich aus den weiten Quelltrichtern im Bereich der oft feinkörnigen Gesteine des Paläozoikums mächtige Schuttmassen, die weit in die engen Täler des Mesozoikums des Südostes eindringen. Hier bilden sie gletscherartige, konvexe Zungen, die zu einem hohen Anteil aus Feinmaterial (ca. 20 % < 0,063 mm) bestehen, so daß an ihnen die Bäche nur randlich verlaufen und sich erst am Ende vereinigen können.

Als Bildungszeitraum ist wohl am ehesten die Periode des Hochglazials mit ihrer extremen periglazialen Schuttproduktion anzusehen. Die beiden Schuttströme in der Vellacher Kotschna und im obersten Koschutabach entwickelten sich am Rand der Lokalgletscher und drangen nach deren Abschmelzen in die Zungenbecken ein, was einen engen zeitlichen Zusammenhang beider Erscheinungen nahelegt.

Die Bildung dieser Körper ist wahrscheinlich am ehesten so zu erklären, daß der Schutt des Quelltrichters durch seinen hohen Feinstoffanteil während der sommerlichen Auftauperiode durch Gleitungen und Muren abtransportiert wurde. Dadurch entstand am Zusammenfluß der Bäche eine mächtige Schuttanhäufung, die durch die ständige Sedimentation mehr und mehr in den Bereich des Dauerfrostbodens gelangte. Nach der Auflösung des Dauerfrostbodens nach der Eiszeit setzte sich die ganze Masse röhrenplastisch in Bewegung und drang so lange weiter in den Bachgraben vor, bis die Bewegung durch die Konsolidierung (Entwässerung der liegenden Anteile durch die eigene Auflast) zum Stillstand kam.

Nach dem Geländebefund (alter Baumbestand und Besiedlung) sind die Schuttströme heute bis auf lokale kleine Gleitungen als Gesamtkörper in Ruhe.

Grundmoräne, 23

Im Ausbreitungsbereich des Draugletschers sind ausgedehnte Reste

der Grundmoränendecke der letzten Eiszeit erhalten geblieben. Es handelt sich dabei um ein oft bis zu mehreren Metern mächtiges Sediment, das an der Basis des letzteiszeitlichen Draugletschers zur Ablagerung kam und heute eine sanft wellige Oberfläche aufweist. Es besteht aus Gesteinen des gesamten heutigen Einzugsgebietes der Drau, wobei aber hier am ehemaligen Südrand des Eises die Karbonate der Karawanken einen hohen Prozentsatz stellen. Daneben finden sich aber immer wieder auch Geschiebe aus sehr weit entfernten Bereichen, wie z. B. der Dioritporphyrit von St. Johann im Walde (Osttirol) oder Zentralgneis aus den Hohen Tauern.

Die Grundmoränen des Draugletschers sind Korngemische, in denen die Korngrößen unter 0,063 mm (Schluff und Ton) bis 40–50 % ausmachen können. Die in dieser Grundmasse schwimmenden größeren Geschiebe, und hier besonders die weiter transportierten, zeigen oft eine deutliche glaziale Überformung. Sie sind geschrammt, an vielen Stellen poliert und oft facettiert, was dem Erscheinungsbild des Moränenmaterials entspricht.

Durch diese Korngrößenzusammensetzung ist die Grundmoräne wasser dicht, was oft zu feuchten Wiesen und kleinen Wasserflächen (z. B. Proboj) führt, die teilweise bereits verlandet sind (z. B. Abtei). Durch die starke Belastung durch das Eis während der Ablagerung ist die Grundmoräne stark vorbelastet. Dadurch ist sie ein sehr kompaktes, massiges Gestein, das sehr empfindlich gegen Wiederbefeuchtung nach Austrocknung ist (veränderlich festes Gestein!).

Im Gegensatz zur Grundmoräne des Draugletschers sind diese Materialien der Lokalgletscher an der Petzen und den Steiner Alpen wesentlich weniger aufbereitet und zeigen einen wesentlich größeren Habitus. Die Geschiebe zeigen generell nur wenig glaziale Bearbeitung mit wenigen Kratzern und kaum Politur und sind in einer grobsandigen, schluffreichen Grundmasse eingebettet. Das Material entspricht dem Einzugsgebiet der kleinen Karräume und ist teilweise nahezu monomikt (Petzen).

Grundmoräne, verschwemmt, 22

Dabei handelt es sich um – während der Abschmelzphasen oberflächlich angeschwemmtes – Moränenmaterial, das dadurch seiner Feinanteile beraubt wurde. Dabei entstand oft auch ein Ausgleich der welligen Oberfläche zu ebenerem Gelände.

Drumlin, 21

Es sind dies stromlinienförmige Vollformen aus dem Grundmoränenmaterial, deren Längserstreckung mehr oder weniger in der Fließrichtung des Gletschers angeordnet ist.

Moränenstreu, 20

Es sind dies Reste von Grundmoräne und verstreutem Moränenmaterial, das den Untergrund nicht gänzlich verdeckt. Die Verbreitung der Flecken umreißt das Gebiet dieser lockeren Bedeckung.

Endmoränen, 19

Es sind dies durchwegs deutlich modellierte Wallformen, die eine Randlage des Gletscherendes markieren. Dabei sind auf der Karte der Ostkarawanken zwei Arten zu unterscheiden (Abb. 12).

- 1) Die Endmoränen des Draugletschers sind oft mächtige Wälle, die die Randlage des Draugletschers zum Hochglazial (Rechberg, Tihoja) oder während der ersten Abschmelzphasen (Abtei, Proboj) anzeigen.

Sie bestehen aus Material gleicher petrographischer Zusammensetzung wie die Grundmoräne, nur daß im Gegensatz zu dieser die Korngrößenzusammensetzung wesentlich mehr durch sandig kiesiges Material geprägt ist. Der Feinkornanteil wurde durch die Schmelzwässer am Eisrand während der Bildung der Wälle entfernt, wodurch sandige, locker gelagerte Sedimente entstanden.

- 2) Die Endmoränenwälle der Gletscher auf der Nordseite des Petzenstockes sind meist grobblockige, scharfe Wälle, die die größte Ausdehnung der Eisungen in der Würmeiszeit und deren erste Rückzugsstadien markieren. Sie bestehen fast ausschließlich aus Wettersteinkalkschutt, der kaum zugerundet oder geschrammt ist, was auf eine kräftige Schuttbedeckung der Gletscheroberfläche schließen läßt. Die Endmoränen oberhalb der Feistritzquelle sind in ihren Formen eher als gekrümmte Terrassen mit einem langen talseitigen Schuttfuß denn als Wall ausgebildet.

Eisrandterrassen, 17

Neben den kleinen Terrassenkörpern auf den Hochflächen von Abtei und Proboj, die in kleinen Stauseen zur Ablagerung kamen, haben diese Formen eine große Verbreitung östlich und westlich der Vellach nach deren Austritt aus dem Karawankenkörper bei Rechberg. Es sind dies oft weitgespannte, ebene Terrassenkörper, die stellenweise stark mit Toteislöchern durchsetzt sind (Goritschach). Sie werden von gut gewaschenen und zum Teil auch sortierten Kiesen und Sanden aufgebaut, die manchmal auch von mächtigeren Schlufflagen unterbrochen werden. Die Kiese und Sande zeigen in nahezu allen Aufschlüssen gut ausgebildete Deltaschichtung, die auf eine Bildung auch dieser Ablagerung in Seen hinweist. Diese entstanden durch die unterschiedliche Abschmelzzeit, bedingt durch die starken Mächtigkeitsschwankungen des Eises in dem Hügelland und die Mündung der Vellach. Das Material ist in seiner petrographischen Zusammensetzung dem der Moränenablagerungen weitgehend gleich, nur zeigt sich in der Umgebung des Miklauzhofes ein deutlicher Einfluß der Vellach, der auch in den höheren Terrassen östlich davon zu erkennen ist.

Bei Korrelierung der einzelnen Terrassen ist die ruckweise Laufverlegung der Vellach gut zu rekonstruieren. Während des Hochglazials (Abb. 12) floß sie am Eisrand über das Tal bei Sielach-Tihoja und mit dem Suchabach vereinigt über Jaunstein nach Globasnitz ab. Nach dem Eisschwund verlegte sie erst ihren Lauf in die Furche des Sonnegger Sees, und als der Durchgang nach Norden frei war, in die des Gösselsdorfer Sees, wobei die Terrassen bei Koblach-Sittersdorf entstanden. Erst als das unterste Rosental eisfrei war, verlegte die Vellach ihren Lauf nach Nordwesten, wobei die Terrassen um Jeritschach entstanden. Diese Aufschüttungen erfolgten zu einer Zeit, als in diesem Gebiet noch größere Eiskörper lagen (Toteislöcher), wohl nicht lange nach dem Beginn des Eisabbaues.

Toteisloch, 16

Die Toteislöcher entstanden als die durch die rasche Sedimentation der Kiese überschütteten Eiskörper nach der Bildung der Kieskörper abschmolzen. Es sind dies meist steilwandige, enge Löcher aber auch weitgespannte flache Mulden in der Terrassenoberfläche, die je nach Grundwasserspiegel in dem Kieskörper trocken oder wassergefüllt sind.

Osform, 15

Es sind dies wallförmige Kiesanhäufungen, die im Gegensatz zu den Endmoränen aus gewaschenen und sortierten Sanden und Kiesen wie die Eisrandterrassen bestehen und auch als Kiesmaterial zu Bauzwecken gewonnen werden. Sie stellen Füllungen von breiten Gletscherspalten während der beginnenden Abschmelzvorgänge mit umgelagertem Moränenmaterial dar.

Bergsturzmaterial, 14

Am Nordfuß des Altberges bei Jessernik und westlich bei Wildenstein liegen große Bergsturmassen aus grobblockigem Wettersteinkalk, die wahrscheinlich beide unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises entstanden. Die ausgedehnten Toteislöcher in dem Bergsturz bei Wildenstein lassen einen sehr geringen zeitlichen Abstand zur Bildung der Eisrandterrassen erkennen.

Massenbewegungen, 13, 12

Bis auf die große, sich über große Höhen erstreckende Massenbewegung beim Miklau im Diabaszug von Eisenkappel, liegen alle nennenswerten Massenbewegungen im Tertiär des Karawankenvorlandes.

In den Bereichen mit den sandigen tonigen Kiesen sind stellenweise ausgedehnte Hangbereiche durch Massenbewegungen betroffen (z. B. Unterbergen). Es sind dies durchwegs tiefgreifende Sackungen, die die ganze Mächtigkeit der tertiären Ablagerungen umfassen aber auch über die Überschiebungsbahn bis in den hangenden Karawankenkörper zurückgreifen (Homarberg, Dickenberg). Dabei entstehen weitgespannte Hohlformen (südwestlich Ruttach) oder bei Einlagerung von Gleitschollen eine Treppe (nördlich Stroppitzberg), die durch tafelige Bruchstücke des Wettersteinkalkes erzeugt werden. Die Bewegungen sind durchwegs als aktiv anzusehen, obwohl durch die geringe Standfestigkeit des Tertiärs die Oberflächenformen selten frisch und scharf erhalten oder offene Zugrisse zu sehen sind. Nur in der Hangbrekzie am Ausgang des Stiegengrabens konnten solche beobachtet werden.

Sehr oft lösen sich bei diesen Bewegungen aber die Wettersteinkalktafeln in große Blöcke auf, die als große gleitende Blöcke (Sign. 9) eine Eigenbewegung auf dem Tertiär ausführen (z. B. Homelitschach, Feuerberger Bach, nördlich St. Hemma). Diese Blöcke finden sich aber auch auf den karnischen Tonschiefern, wie z. B. in der Wurzelzone des periglazialen Schuttstromes nördlich der Topitza.

Quelltuff, 10

Besonders an kleinen Quellen, die aus den Konglomeraten des Tertiärs oder aus dem stark zerbrochenen Material der Gleitschollen austreten, sind starke, oft großflächige Quelltuffbildungen zu beobachten (z. B. Robesch).

Erdfälle, 8

In den gering mächtigen tertiären Sedimentauflagen über Gleitschollen finden sich ältere und ganz frisch entstandene Erdfälle, die bis zu 30 cm Ø und eine Tiefe von 7–5 m erreichen können (z. B. Slovenjach, nordöstlich St. Hemma, Sagerberg). Sie entstehen durch den Nachfall des tertiären Materials in Hohlräume und Spalten der Gleitschollen, die durch die Gleitbewegung entstanden (siehe Sign. 29 und 30) und durch die Wasserzirkulation erweitert werden.

9. Mineralische Rohstoffe, Mineralquellen

(F. K. BAUER)

Blei-Zinkerz

Blei-Zinkerze kommen im hangenden Wettersteinkalk der Nordkarawanken vor. Die Fazies ist durch zahlreiche Zyklotheme, zusammengesetzt aus sub- und inter- bis supratidalen Sedimenten, gekennzeichnet. Die Horizontgebundenheit der Erze führte zur Vorstellung einer syngenetischen Bildung. Blei-Zinkerze sind im Gebiet Petzen–Obir bereits im 14. und 15. Jahrhundert abgebaut worden. Größere Bedeutung erlangte der Bergbau im 19. Jahrhundert. Bei Aufschlußarbeiten in den Jahren 1924–1930 wurden der Ebriach Unterbau Stollen und der Türkenschanz Stollen bei Eisenkappel vorgetrieben. Die letzte Aufschlußperiode gab es in den Jahren 1938–1941, über die H. HOLLER (1977) berichtete. Die Bergbaureviere des Hochobir sind: Fladung, Seealpe (Gebiet Eisenkappeler Hütte), Hochobir, Oberschächfler Alpe, Unterschächfler Alpe, Grafensteiner Alpe; jene der Petzen: Traventa, Kolscha und Rischberg.

Kupfererz

Im Obojnik Graben kommt im Grödener Sandstein eine lagerhafte Imprägnation mit Kupferglanz vor. Die Sandsteine fallen besonders durch die vom Malachit herrührende Grünfärbung auf.

Manganerz

Ein Vorkommen von Manganerz liegt in graphitischen Schiefeln bei Trögern. 1926 wurden 30–40 t Erz gewonnen. Die Lokalität ist nicht mehr genau bekannt.

Zinnobererz

Das Vorkommen in der Vellacher Kotschna liegt in einem grauen Dolomit, der wahrscheinlich zum Bellerophonolomit zu stellen ist (siehe Abschnitt. 4.1.). Der Bergbau soll mit Unterbrechungen von 1878–1885 in Betrieb gewesen sein. 1966/67 gab es einen Wiedergewältigungsversuch, der scheiterte. O. M. FRIEDRICH (1955) beschrieb Schürfe auf Zinnober östlich Eisenkappel, wo sich feinste Zinnoberimprägnationen in der gestörten nach NW einfallenden Grünschieferserie finden.

Kohle

Die Liegendteile des von den Nordkarawanken überschobenen Tertiärs, von F. KAHLER (1935) als Rosenbacher Kohleschichten bezeichnet, führen Flöze von Braun- bis Glanzkohle. Die einzelnen Vorkommen, die abgebaut wurden, lagen bei Oberloibach, Wackendorf, St. Philippen bei Tiholja und im Lobnig Graben. Bei Wackendorf wird bei R. CANAVAL (1919) eine 326 m tiefe Bohrung erwähnt, welche in tertiären Sedimenten verblieb.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen im Lobnig Graben beim Prevernik Sattel, das innerhalb der Karawankentrias liegt. Der Bergbau wurde hier 1786 begonnen. Infolge der komplizierten Lagerungsverhältnisse, der z. T. unbefriedigenden Qualität und der insgesamt nur kleinen Kohlenreserven kam es nie zu einem länger andauernden Abbau. Die letzte Aufschließungsperiode dauerte von 1924–1934. In den 50er Jahren wurden noch in geringem Umfang Schurfarbeiten durchgeführt. Das mehrere Zehnermeter mächtige Tertiär führte drei Flöze, deren mittleres 3–4 m mächtig war. Über dem Liegendflöz lag eine Schicht mit Landschnecken, die eine Einstufung in das höhere Miozän ermöglichte.

Mineralquellen

Im Gebiet des Vellachtales kommen eine Reihe von Säuerlingen vor. Im Bereich des Eisenkappler Granites liegen die Carinthia-Lithionquelle (Eingang Leppengraben) und der Sauerbrunn westlich Eisenkappel im Ebriachal.

Die Quellen im Gebiet Bad Vellach treten innerhalb des Seeberg-Paläozoikums auf. Die Quellen liegen ca. 800 m südlich Bad Vellach an der Seeberg Straße (Straßenkurve bei etwa 900 m Sh.) und in der Vellacher Kotschna, südlich Ofner Säge.

10. Empfehlenswerte Exkursionspunkte

Die ausgewählten und stichwortartig beschriebenen Exkursionspunkte und -routen sind leicht erreichbar und bieten einen Überblick über die Geologie des Gebietes. Ausführlichere Beschreibungen sind in den entsprechenden Kapiteln nachzulesen.

Abtei: Moränenlandschaft auf der Tertiärhochfläche.

Raum Miklauzhof: Eisrandterrassen bei Sittersdorf, Toteislöcher bei Goritschach.

Wildensteiner Wasserfall: Juraprofil beim Wasserfall. Neokom oberhalb Forststraße. Südlich Miklauzhof (Vellachtal): Stark verfaltete Plattenkalke und Kössener Schichten.

Brücke über Vellach nördlich Eisenkappel: Aufschluß des 2. Cardita Schiefers. Gasthof Brunner: Ausblick auf südliches Vellach- und westliches Ebriachtal; Aufschlüsse von Alpinem Muschelkalk (Dolomit) und Partnachmergel.

Ebriachklamm: Pillowlava des Diabasuzuges.

Obojnik Graben: Profil mit Granit von Eisenkappel, Hochwipfelschichten, Grödener Sandstein (mit Kupfervererzungen), Profil Alpiner Muschelkalk mit Konglomerat.

Trögerner Klamm: Klamm in Schlerndolomit eingeschnitten. Straße nach Plesnikar: Schuttstrom. Trögerner Bach: Oberhalb des Parkplatzes zum Gh. Prostovnik, Hochwipfelschichten mit typischen Flyschmerkmalen.

Straße Ebriach–Eisenkappler Hütte: Straße quert Diabaszug, Grenze zur Trias am Kurnig Sattel. Triasprofil mit Alpinem Muschelkalk, Wettersteindolomit und -kalk, Hauptdolomit, Carditaschichten.

Berghaus Fladung: Typische Fazies des hangenden, vererzten Wettersteinkalkes.

Eisenkappler Hütte: Zahlreiche Halden bis unterhalb Obirgipfel vom alten Blei-Zink-Bergbau; südöstlich der Hütte: Aufschlüsse von Carditaschichten an der Straße.

Schaida Sattel: Straße quert im westlichen Ebriachtal Eisenkappler Granit und Diabaszug; Obirsüdrand mit Permoskythsandstein, Werfener Schichten und Alpinem Muschelkalk.

Forststraße vom Schaida Sattel nach Süden: Aufschlüsse von Tuffiten des Diabasuzuges, Cordieritknotenschiefer, Diorit. Der Schaida Sattel bietet guten Ausblick auf die Furche von Zell Pfarre (Verlauf des Periadriatischen Lineamentes), auf Koschuta und Freiberg (Setitsche).

Lobnig Graben: Tertiär vom Prevernik Sattel oder bei Topitschnik

Leppen Graben: Etwa 1 km östlich Vellachtal aufgelassener und verwachsener Steinbruch Miklaumühle: Dioritisches, hornblendepegmatitisches Mischgestein, Diopsidfelse, Aktinolithblasten.

Nordöstlich Gh. Rastotschnik: Gebankter Wettersteindolomit mit Tuffitlagen. Empfehlenswerte Fahrt: Leppen Graben – Gh. Riepl – Luscha Alm – Globasnitz.

Südlich Eisenkappel: Gabbro (als grobkörnige, massive Schollen innerhalb des Diorites, z. B. SSW Schloß Hagenegg, im Bachbett auf 610 m Sh.).

Remschenig Graben: Granodioritporphyr (besonderes Merkmal der Feldspäte ist der Zonenbau vom Rapakiwi Typ). Gang beobachtbar am rechten Steilufer der Vellach bei der Mündung des Remschenigbaches (ehemalige, heute verwachsene Steingewinnung). Hornfelse im Süden des Karawankengranites zwischen Moscharnik und Vellachtal und nördlich Wh. Kupitz. Vorgranitische Querstrukturen des Altkristallins mit Ziehharmonikafalten um NE-Achse nördlich Wh. Kupitz. St. Margarethen: Der Güterweg Kapelle St. Margarethen – Jurjoutz führt durch Tonalitgneis, Hornfels (Kontakt zum Eisenkappeler Altkristallin), Paragneis, Mikroklingneis des Eisenkappeler Altkristallins; der Weg führt weiter in Granitzug von Eisenkappel mit Hornfelskontakt, Granodioritporphyr, Grobkorngranit. Lesesteine von Cordieritknotenschiefer.

Südliches Vellachtal: Bushaltestelle Navernik (Einmündung des Narnernigbaches), Pseudoschwagerinenkalk, südlich anschließend südalpine Werfener Schichten. Fundpunkt von *Megalodon carinthiacus* (HAUER) in Casianer Dolomit bei Straßenkehre nordöstlich Gehöft Podpesnik.

Christophorus Fels: Gegenüber grauer Korallenkalk des Grenzgebietes dol/II–dolla. In unmittelbarer Nähe dunkle Kalke des tiefen Unterdevon und fleischrote Kalke des Siegen.

Oberhalb des alten Kurhauses Bänderkalk des Silur und ein mylonitisierter Porphyroid.

Seebergstraße, große Kehre bei ca. 1100 m: Aussichtspunkt mit Blick auf Steiner Alpen, Seeberg Paläozoikum und nach Norden bis zur Petzen.

Seeberg Paß: Aussichtspunkt, Tourenmöglichkeit auf Kärntner Storschitz.

Vellacher Kotschna: Reban Graben – Klastische Troglkofelschichten. Zinnerbergbau östlich Jenk Alm. Tourenmöglichkeit auf Sanntaler Sattel (Schlerndolomit, Dachsteinkalk).

Literatur

- AMSTUTZ, G.: Spilites and splitic rocks. – In: HESS, H. & POLDERVAART, A. (ed.): Basalts, 2, 737–753, Interscience, New York 1968.
- ANDERLE, N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. – Geologija Razprave in Pročila, 13, 116–132, Ljubljana 1970.
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jb. Geol. B.-A., 113, 189–245, Wien 1970.
- BAUER, F. K.: Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. – Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, Heißel-Festschrift, 1–23, Innsbruck 1973.
- BAUER, F. K.: Das Permomesozoikum des Drauzuges (413–422); Die südalpine Trias in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken (447–451). – In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs, 699 S., Wien (Springer) 1980.
- BECHSTÄDT, T.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., 121, 1–121, Wien 1978.

- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rdsch., **65**, 616–648, Stuttgart 1976.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Notizen über die jüngeren Ablagerungen des unteren Lavantales. – Verh. Geol. B.-A., **1954**, 180–194, Wien 1954.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Übersichtskarte des Bezirkes Völkermarkt 1 : 100.000. – Abteilung Landesplanung und Raumforschung der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt 1954.
- BERGER, W.: Die obermiozäne (sarmatische) Flora von Liescha bei Prävali und die vegetationsgeschichtliche Stellung von *Büttneria aequalifolia*. – Carinthia II, **69**, 34–41, Klagenfurt 1959.
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, GIAMB.: Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. – Boll. r. Uff. geol. Ital., **62**, 1–89, Rom 1937.
- BIANCHI, A. et al.: I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. – Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, **27**, 1–148, Padua 1970.
- BITTNER, A.: Brachiopoden der alpinen Trias. – Abh. Geol. R.-A., **14**, 13–16, Wien 1890.
- BITTNER, A.: Lamellibranchiaten der alpinen Trias. – Abh. Geol. R.-A., **18**, Wien 1895.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 163–199, Wien 1975.
- BRANDT, A. & HÜTSCHLER, C. v.: Karsthydrologische Kartierung der Petzen, Kärnten, Österreich. – Carinthia II, **170**, 161–180, Klagenfurt 1980.
- BRUNLECHNER, A.: Die Minerale des Herzogtums Kärnten. – Klagenfurt 1884.
- BUKENBERGER, U.: Zur Geologie des Paläozoikums im Seeberger Aufbruch (Karawanken). – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen, 67 S., Tübingen 1969.
- BUSER, S.: Der tektonische Bau des slowenischen Anteils der Karawanken zwischen Jezersko und Jesenice. – 2. Symposium über die Geologie der Karawanken, Slovensko Geološko Društvo, 4–6, Ljubljana 1969.
- BUSER, S.: Die Entwicklung der Triasschichten in den westlichen Karawanken. „Die Stratigraphie der alpin-mediteranen Trias“, Symposium Wien, Mai 1973. – Schriftenreihe Erdwiss. Österr. Akad. Wiss., **2**, 63–68, Wien 1974.
- CALLEGARI, E. & DAL PIAZ, GIAMB.: Field Relationships between the main Igneous Masses of the Adamello Intrusive Massif (Northern Italy). – Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, **29**, 1–38, Padua 1973.
- CANAVAL, R.: Die Bleierzlagerstätten der triadischen Ablagerungen in Südost-Kärnten. – Jber. Akad. Wiss. Ver. Graz, **8**, 39–41, Graz 1879.
- CANAVAL, R.: Über eine Erzlagerstätte des Grödener Sandsteins. – Jb. d. nat. hist. Landesmuseum von Kärnten, 16. H., **31** und **32**, 185–188, Klagenfurt 1884.
- CANAVAL, R.: Das Kohlevorkommen von Lobnig bei Eisenkappel in Kärnten und das Alter der Karawanken. – Berg- u. Hüttenm. Jb., **67**, 112–140, Wien 1919.
- CERNY, I.: Zur Fazies- und Blei/Zink-Verteilung im „Anis“ der Karawanken. – Carinthia II, **167**, 59–78, Klagenfurt 1977.
- CERNY, I.: Geochemie „anisischer“ Sedimentgesteine in den Nordkarawanken. (Raum Eisenkappel, Kärnten). – Carinthia II, **168**, 55–70, Klagenfurt 1978.
- CLIFF, R. A., HOLZER, H. F. & REX, D. C.: The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 347–350, Wien 1975.
- COTTA, B. v.: Über die Blei- und Zinklagerstätten Kärntens. – Freiburger Berg- u. Hüttenm. Zeitung (2, 5, 6, 7), Freiberg 1863.
- EXNER, Ch.: Geologische Notizen aus der Adamellogruppe zur Beurteilung des Eruptivgebietes von Eisenkappel (Karawanken). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **1960**, 303–308, Wien 1961.
- EXNER, Ch.: Der Granodiorit von Wöllatratten (Mölltal) und die hydrothermale Veränderung der diskordanten Ganggesteine der Kreuzeckgruppe. – Carinthia II, **151**, 41–50, Klagenfurt 1961.
- EXNER, Ch.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges., **64**, 1–108, Wien 1972.
- EXNER, Ch.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 3–64, Wien 1976.

- EXNER, Ch. & SCHÖNLAUB, H. P.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gaital und im Karbon von Nötsch. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 357–365, Wien 1973.
- FANINGER, E.: Plutonic Emplacement in the Eastern Karavanke Alps. – Geologija Razprave in Poročila, **21**, 81–87, Ljubljana 1978.
- FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Kansas Geol. Surv. Bull., **169**, 107–149, Topeka 1964.
- FLÜGEL, E. & RAMOŠ, A.: Fossilinhalt und Mikrofazies des Dachsteinkalkes (Obertrias) im Begunišćica-Gebirge, S-Karawanken (NW-Slovenien, Jugoslawien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **6**, 187–294, Stuttgart 1961.
- FRECH, F.: Über das Devon der Ostalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **39**, 659–738, Berlin 1887.
- FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Max Niemeyer) 1894.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Kärntner Erzlagerstätten. I. Teil: Quecksilberlagerstätten. II. Teil: Zur Kenntnis des Zinnoberbergbaues in der Vellacher Kotschna. – Carinthia II, **65**, 25–38, Klagenfurt 1955.
- FUCHS, W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen“ und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, 135–161, Wien 1967.
- GOBANZ, A.: Das Bleierz-Vorkommen in Unterkärnten. – Jb. d. nat. hist. Landesmuseums von Kärnten, **15** und **16**, 76–95, Klagenfurt 1868.
- GRABER, H. V.: Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. – Jb. Geol. R.-A., **47**, 225–294, Wien 1897.
- GRABER, H. V.: Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **22**, 25–64, Wien 1929.
- GRABER, H. V.: Neubegehungen im Gebiet der krystallinischen Schiefer- und Massengesteine von Eisenkappel in Südkärnten. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **70**, 44–48, Wien 1933.
- HARTNIGG, P.: Beschreibung der Gustav Graf von Egger'schen Bleibergwerke und Schürfungen in Ober- und Unterkärnten. – Zeitschr. d. Berg- u. Hüttenm. Ver. f. Kärnten, **6**, 15–20, Klagenfurt 1874.
- HERITSCH, F.: Glaziale Studien im Vellachtales. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, **1906**, 417–435, Wien 1906.
- HERITSCH, F.: Aus dem Paläozoikum des Vellachtales in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., **77**, 165–194, Wien 1927.
- HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. – In: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 232–300, Wien (Deuticke) 1951.
- HERITSCH, F. & SCHWINNER, R.: Zur Geologie der Karnischen Alpen. – III. R. SCHWINNER: Die Schichtfolge des Seeberggebietes, ein Vergleich. – Jb. Geol. B.-A., **77**, 81–91, Wien 1927.
- HILLER, O.: Südostalpine Augensteine. – 40. Deutscher Geographentag Innsbruck, **1975**, 401–417, Wiesbaden (Franz Steiner) 1975.
- HILLINGER, K.: Der Bleibergbau auf der Petzen. – Jb. d. nat. hist. Landesmuseums von Kärnten, **1864**, 23–34, Klagenfurt 1864.
- HÖFER, H.: Neuere Zinnoberbergbaue in den österreichischen Alpenländern. – Z. d. Berg- u. Hüttenm. Ver. f. Stmk. u. Kln., **8**, S. 374, Klagenfurt 1876.
- HÖFER, H.: Das Alter der Karawanken. – Verh. Geol. R.-A., **1908**, 293–295, Wien 1908.
- HÖLL, R.: Die Zinnobervorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/ Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1970**, 201–224, Stuttgart 1970.
- HOERNES, M.: Über Gastropoden aus der Trias der Alpen. – Denkschr. d. k. Akad. Wiss., **10** und **12**, 21–34, Wien 1856.
- HOLLER, H.: Ergebnisse der zweiten Aufschlußperiode (1938–1941) beim Blei-Zink-Erzbergbau Eisenkappel in Kärnten (Hochobir, östliche Karawanken) unter besonderer Berücksichtigung der stratigraphischen Verhältnisse. – Carinthia II, **87**, 31–52, Klagenfurt 1977.
- HOLZER, H.: Bericht über Aufnahmen 1957 im Gebiet von Eisenkappel (Blatt 212–213). – Verh. Geol. B.-A., **1958**, H. 3, 221–222, Wien 1958.

- HOLZER, H.: Bericht 1961 über Aufnahmen im Gebiet von Ebriach (Blatt 212). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, A34–A36, Wien 1962.
- HOLZER, H.: Bericht 1964 über Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel (Blatt 212 bzw. 203). – Verh. Geol. B.-A., **1965**, A30–A31, Wien 1965.
- HOLZER, H.: Bericht 1965 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel (Kärnten), Blatt 212, 213, 203. – Verh. Geol. B.-A., **1966**, A27–A28, Wien 1966.
- HOLZER, H. L.: Eine stratigraphische Tabelle der Malmvorkommen Österreichs (mit erläuternden Bemerkungen und einem Schichtnahmenverzeichnis). – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **4**, 219–242, Wien 1978.
- HOLZER, H. L. & POLTNIK, W.: Erster Nachweis einer Radialplatten-Fossilagerstätte der Schwebcrinoide Saccocoma im oberostalpinen Malm (Ostkarawanken, Kärnten). – Carinthia II, **170**, 201–216, Klagenfurt 1980.
- HUSEN, D. VAN: Quartärgeologische Untersuchungen in den östlichen Karawanken. – E. Clar-Festb. Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67**, 61–74, Wien 1974.
- HUSEN, D. VAN: Ein Unterkreidevorkommen in den östlichen Karawanken (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 297–299, Wien 1975.
- HUSEN, D. VAN: Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. – Carinthia II, **166**, 113–126, Klagenfurt 1976a.
- HUSEN, D. VAN: Schuttströme als Ausdruck des periglazialen Massenabtrages in den Östlichen Karawanken (Österreich). – Z. Geomorph. N. F., **20**, 97–107, Berlin 1976b.
- HUSEN, D. VAN: Berichte über Aufnahmen für die geologische Karte der östlichen Karawanken auf den Blättern 203, 204, 212, 213. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1972–1978.
- JAHNE, L.: Geschichtliche Entwicklung der Bergbauten am Hochobir. – Montanist. Rdsch., **21**, 1–7, 37–41, 53–62, Berlin–Wien 1929.
- JAHNE, L.: Die Eisenindustrie im Vellachtale (Kärnten). – Montanist. Rdsch., **22**, 1–7, Wien–Berlin 1930.
- JAHNE, L.: Zur Geschichte der Erzbergbaue im Petzen-Mießgebiet (Kärnten). – Berg- u. Hüttenm. Jb., **80**, 8–19, Wien 1932.
- KAHLER, F.: Karawankenstudien II. Die Herkunft des Sedimentes der Tertiärablagerungen am Karawanken-Nordrand. – Centralbl. Min. Geol. Abt. B, **1929**, 230–250, Stuttgart 1929.
- KAHLER, F. & KIESLINGER, A.: Die geologische Erforschung der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft 1, 33–42, Klagenfurt 1930.
- KAHLER, F.: Karawankenstudien III. Über die Verteilung der Tertiärablagerungen im Gebiet der Karawanken. – Centralbl. Min. Geol. Abt. B, **1932**, 115–121, Stuttgart 1932.
- KAHLER, F.: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. – Carinthia II, **45**, 1–12, Klagenfurt 1935.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, 16. Sonderheft, 78 S., Klagenfurt 1953.
- KAHLER, F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. – Geol. Rdsch., **43**, 169–176, Stuttgart 1955.
- KAHLER, F.: Ein gescheiterter Stollenvortrieb. – Geologie und Bauwesen, **25**, H. 4, 243–247, Wien 1960.
- KAHLER, F.: Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens. – Raumordnung in Kärnten, **10**, 134 S., Amt der Kärntner Landesregierung, Verfassungsdienst, Klagenfurt 1978.
- KAHLER, F. & PAPP, A.: Über die bisher in Kärnten gefundenen Eozängerölle. – Carinthia II, **78**, 80–90, Klagenfurt 1968.
- KLAUS, W.: Mikrosporenhorizonte in Süd- und Ostkärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 250–255, Wien 1956.
- KOLLMANN, K.: Beiträge zur Geologie des Seeberggebietes. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 167 S., Wien 1938.
- KOSTELKA, L.: Beiträge zur Geologie der östlichen Karawanken (Gebiet des Hochobir). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien 1939.
- KOSTELKA, L. & SIEGL, W.: Der triadische Geosynkinalvulkanismus und die Bleizink-

- vererzung in den Drau-Kalkalpen. – Atti del Symposium Internazionale sui Giacimenti Minerari delle Alpi, 1, 127–134, Trento 1966.
- KRAJICEK, E.: Notiz zu einem Kupfervorkommen im Obojnigraben (Karawanken). – Berg- u. Hüttenm. Mh., **86**, 47–53, Wien 1940.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen. – Jb. Geol. B.-A., **112**, 81–152, Wien 1969.
- KUPSCH, F., ROLSER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. – Z. deutsch. geol. Ges., **122**, 89–96, Hannover 1971.
- LIEBERMANN, M.: Das Raibler Becken: eine paläogeographische Rekonstruktion aus dem südalpinen Karn von Raibl (Cave del Predil, Italien). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, 7–20, Innsbruck 1978.
- LIPOLD, M. V.: Über den Bleibergbau Unterpetzen. – Jb. Geol. R.-A., **6**, S. 169, Wien 1855.
- LIPOLD, M. V.: Erläuterungen geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. – Jb. Geol. R.-A., **7**, 332–345, Wien 1856a.
- LIPOLD, M. V.: Lias und Jura im südöstlichen Kärnten. – Jb. Geol. R.-A., **7**, S. 193, Wien 1856b.
- LIPOLD, M. V.: Über die Bleierze im südöstlichen Kärnten. – Jb. Geol. R.-A., **7**, 369–371, Wien 1856c.
- LIPOLD, M. V.: Beschreibung einiger Quecksilber-Erzvorkommen in Kärnten und Krain. – Österr. Zschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, **32**, Wien 1874.
- LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabasuzuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – Oberrhein. geol. Abh., **19**, 73–100, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. – N. Jb. Miner. Abh., **119**, 20–56, Stuttgart 1973.
- LOESCHKE, J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – Geol. Rdsch., **64**, 62–74, Stuttgart 1975.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Position: Eine Arbeitshypothese. – Z. dt. geol. Ges., **126**, 185–207, Hannover 1977.
- LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, 115–138, Stuttgart 1973.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. dt. geol. Ges., **122**, 145–156, Hannover 1971.
- MIOČ, P. & ŠRIBAR, L.: The Jurassic Beds in the North Karavanke Mountains. – Geologija, **18**, 87–97, Ljubljana 1975.
- MOJSISOVICS, E. v.: Über die Triasbildungen der Karawankenkette in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1871**, 25–26, Wien 1871.
- MORLOT, A. v.: Erläuterungen zu J. PRETTNERS Temperaturbeobachtungen am Berge Obir in Kärnten. – Ber. über die Mitt. v. Freunden der Naturwiss. in Wien., **5**, 218–221, Wien 1849.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen. – Beitr. Mikrofazies u. Stratigr. Tirol-Vorarlberg (Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck), 255–308, Innsbruck 1970.
- OBERSTEINER, T.: Das Bleivorkommen in Unterkärnten und die Bergbaue auf demselben vom Feistrizgraben im Rosenthal und bis zur steirischen Grenze am Ursulberge. – Carinthia II, **86**, 15–21 u. 114–122, Klagenfurt 1896.
- PAPP, A. & WEISS, E. H.: Ein Tortongeröll am Nordrand der Petzen. – Carinthia II, **66**, 31–33, Klagenfurt 1956.
- PENECKE, K. A.: Aus der Trias von Kärnten. 2. Fauna der Torer Schichten des Hochobirs und Kofflergrabens. – Verh. Geol. R.-A., **1884**, 382–384, Wien 1884.
- PETERS, K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jb. Geol. R.-A., **6**, 508–580, Wien 1855.
- POLEGEG, S.: Untersuchungen und Bewertung von Quecksilbervorkommen in Kärnten. – Archiv für Lagerstättenforschung, **12**, 69–118, Leoben 1971.

- PREY, S. & KAHLER, F.: Beiträge zu einem Karawankenprofil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 271–291, Wien (1957) 1958.
- PRUGGER, R.: Die Obir-Naturklüfte im Bergbaureviere Schöffleralpe. – Österr. Touristenztg., **1882**, 269–272; Referiert in: Verh. Geol. R.-A., **1882**, S. 353, Wien 1882.
- REDLICH, K. A.: Die Mineralquellen des Vellacher Tales in Kärnten und ihre Beziehung zu den daselbst sich befindlichen Erzlagerstätten. – Jb. Geol. B.-A., **86**, 237–252, Wien 1936.
- RESCH, W.: Zur Faziesabhängigkeit alpiner Triasforaminiferen. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 181–249, Wien 1979.
- REYER, E.: Reiseskizzen über das Smrekouz-Gebirge. – Verh. Geol. R.-A., **1878**, 296–298, Wien 1878.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14–15**, 229–266, Wien 1965.
- ROLLE, F.: Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, Windisch-Feistritz und Windisch-Gratz in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **7**, 266–288, Wien 1857.
- ROLSER, J.: Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern. Carinthia II, **59**, 53–56, Klagenfurt 1968.
- ROLSER, J. & TESSENHORN, F.: Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. – Geol. Jb., **A 25**, 23–53, Hannover 1974.
- ROSTHORN, F. v. & CANAVAL, R.: Übersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens und der geologischen Verhältnisse ihres Vorkommens. – Jb. des naturhist. Landesmuseums in Kärnten, **2**, Klagenfurt 1853a.
- ROSTHORN, F. & CANAVAL, R.: Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. – Jb. des naturhist. Landesmuseums in Kärnten, **2**, Klagenfurt 1853b.
- SCHARBERT, S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 301–304, Wien 1975.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLENBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 165–194, Wien 1974.
- SCHNEIDER, H. J.: Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc-concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. – Dev. in Sedimentology, **2**, Sedimentology and orogenesis, 29–45, Amsterdam (Elsevier) 1964.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Conodontenstratigraphie und Tektonik des Seebergsattels (Paläozoikum, Karawanken). – Max-Richter-Festschrift, **1965**, 185–202, Clausihal-Zellerfeld 1965.
- SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen im Raume der Südostalpen. – Geotekt. Forsch. **35**, 1–22, Stuttgart 1970.
- SCHÖNLAUB, H.-P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHULZE, R.: Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberg-Gebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130**, 132–245, Stuttgart 1968.
- SCHWINNER, R.: Dinariden und Alpen. – Geol. Rdsch., **4**, 1–22, Leipzig 1915.
- SEELAND, F.: Neue Mineralfunde im Ebriachgraben bei Kappel. – Carinthia, **237–239**, Klagenfurt 1876.
- SIEBER, R.: Ein bemerkenswerter Fischfund aus der Mitteltrias Kärntens. – Carinthia II, **65**, 91–96, Klagenfurt 1955.
- SIEBER, R.: Bericht 1964 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen zu geologischen Arbeiten in Nordtirol und Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1965**, A 63–A 65, Wien 1965.
- SIEBER, R.: Bericht 1965 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten im Paläozoikum und Mesozoikum von Tirol und Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1966**, A 67–A 77, Wien 1966.
- SIEBER, R.: Bericht 1966 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, A 83–A 84, Wien 1966.

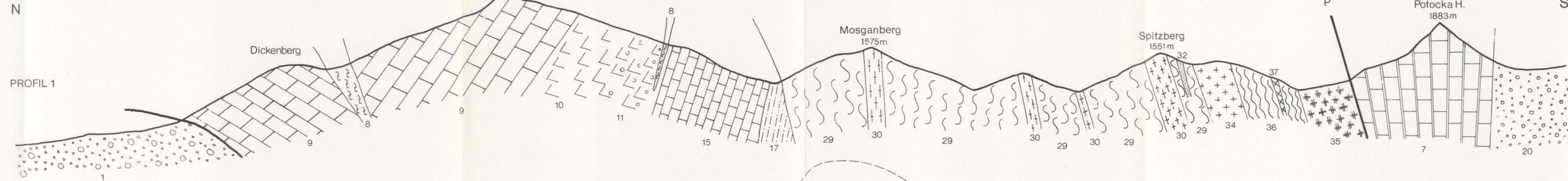
- SIEBER, R.: Bericht 1967 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten in Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, A 83–A 84, Wien 1967.
- SIEBER, R.: Bericht 1971 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen in Kartierungsgebieten von Niederösterreich, Steiermark und Kärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, A 92–A 93, Wien 1972.
- SIEBER, R.: Bericht 1978 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum und Mesozoikum der Zentral- und Südalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A 147–A 149, Wien 1979.
- SPITZ, A.: Nachgosauische Störungen am Ostrand der Karawanken. – Verh. Geol. R.-A., **1919**, 280–288, Wien 1919.
- SRBIK, R. v.: Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. – N. Jb. f. Min. Geol. und Paläont., Sonderband **3**, 61 S., Stuttgart 1941.
- STACHE, G.: 1. Über eine Vertretung der Permformation (Dyas) von Nebraska in den Südalpen. 2. Neue Fusulinenfunde in den Karawanken. 3. Wahrscheinliche Aequivalente der oberen Dyas in den Centralalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1874**, 87–90, Wien 1874.
- STACHE, G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. Geol. R.-A., **24**, 264–272, Wien 1874.
- STINI, J.: Zur Kenntnis der Hochfläche von Rückersdorf (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **84**, 1–12, Wien 1934.
- STINI, J.: Deckenbau und Ost-West-Schub im Obirgebirge (Kärnten). – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **74**, 216–218, Wien (1937) 1938.
- STINI, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). – Carinthia II, **48**, 34–50, Klagenfurt 1938.
- STRUCL, I.: Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken. – Geologija Razprave in Poročila, **13**, 18–20, Ljubljana 1970.
- SUCESS, E.: Mitteilungen über kärntnerische Petrefakten. – Jb. Geol. R.-A., **9**, S. 59 (Sitzung am 13. 4. 1858), Wien 1858.
- SUCESS, E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Südalpen. – Sitzber. kaiserl. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **57**, Wien 1868.
- SUETTE, G.: Litho- und biostratigraphische Gliederung des Jura und Neokom der Nordkarawanken. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1978.
- TELLER, F.: Fossilführende Horizonte in der oberen Trias der Sanntaler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1885**, S. 355, Wien 1885a.
- TELLER, F.: Oligocänbildungen im Feistritztal bei Stein in Krain. – Verh. Geol. R.-A., **1885**, 193–200, Wien 1885b.
- TELLER, F.: Die silurischen Ablagerungen der Ostkarawanken. – Verh. Geol. R.-A., **1886**, 267–280, Wien 1886a.
- TELLER, F.: Zur Entwicklungsgeschichte des Talbeckens von Ober-Seeland im südlichen Kärnten. – Verh. Geol. R.-A., **1886**, S. 102, Wien 1886b.
- TELLER, F.: Die Äquivalente der dunklen Orthocerenkalke des Kok im Bereiche der Silurbildungen der Ostkarawanken. – Verh. Geol. R.-A., **1887**, 145–147, Wien 1887a.
- TELLER, F.: Die Triasbildungen der Koschuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailtaler Dolomites des Vellachtales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. – Verh. Geol. R.-A., **1887**, 261–268, Wien 1887b.
- TELLER, F.: Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ostkarawanken. – Verh. Geol. R.-A., **1888**, 110–117, Wien 1888.
- TELLER, F.: Zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen des Gebietes von Neuhaus bei Cilli in Südsteiermark. – Verh. Geol. R.-A., **1889**, 234–246, Wien 1889a.
- TELLER, F.: Notiz über die Ähnlichkeit der granatführenden Ganggesteine des Ursulaberges und des Iseltales. – Verh. Geol. R.-A., **1889**, Jahresbericht 1888, 4–5, Wien 1889b.
- TELLER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. – 262 S., Wien (Geologische Reichs-Anstalt) 1896.
- TELLER, F.: Geologie des Karawankentunnels. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **82**, 143–250, Wien 1914.
- TESSENSOHN, F.: Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **2**, 100–121, Stuttgart 1968.

- TESSENSOHN, F.: Zur Unter-Karbon-Stratigraphie in den Karawanken. – Carinthia II, **79**, 28–32, Klagenfurt 1969.
- TESSENSOHN, F.: Der Flyschtrog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **138**, 169–220, Stuttgart 1971.
- TESSENSOHN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 89–124, Wien 1974a.
- TESSENSOHN, F.: Schichtlücken, Diskordanzen, Mischfaunen. Neue stratigraphische Ergebnisse zu einer Faziesanalyse im Devon der Karawanken. – Carinthia II, **164**, 137–160, Klagenfurt 1974b.
- TIETZE, E.: Beiträge zur Kenntnis der älteren Schichtgebilde Kärntens. – Jb. Geol. R.-A., **20**, 259–272, Wien 1870.
- TIETZE, E.: Die älteren Schichten bei Kappel in den Karawanken. – Verh. Geol. R.-A., **1873**, 182–184, Wien 1873.
- TORNQUIST, A.: Die Erzlagerstätten der Nordkarawanken und ihres Vorlandes. – Carinthia II, Sonderheft **1**, 43–54, Klagenfurt 1930.
- UNGER, F.: Bemerkungen über einige Pflanzenreste im Tonmergel des Kohlenflözes von Prävali. – Sitzber. k. Akad. Wiss., **18**, Wien 1855.
- UCIK, F. H.: Überblick über die geologischen Verhältnisse des Gebietes um Eisenkappel. – Carinthia I, Mitteilungen des Geschichtsvereins für Kärnten, **58**, 387–405, Klagenfurt 1968.
- WALTZ, W.: Petrographie und Tektonik des Diabasuzuges westlich von Eisenkappel (Österreich). – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen, 54 S., Tübingen 1972.
- WINKLER-HERMADEN, A. v.: Über den Bau der östlichen Südalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **16**, 1–272, Wien 1923.
- WINKLER-HERMADEN, A. v.: Neue Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. – Geol. Rdsch., **27**, 156–195 u. 225–259, Stuttgart 1936.
- ZIEGLER, W.: Conodont Stratigraphy of the European Devonian. – Geol. Soc. Am. Mem., **127**, 227–284, New York 1971.
- ZIEGLER, W. (Hrsg.): Catalogue of Conodonts. – 404 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1975.
- ZWANZIGER, A.: Miocänflora von Liescha. – Jb. des naturhist. Landesmuseums von Kärnten, **13**, Klagenfurt 1878.

Geologische Übersichtsprofile durch die Ostkarawanken (F. K. BAUER)

N O R D - K A R A W A N K E N

E I S E N K A P P E L E R A U F B R U C H



PROFIL 2

N O R D - K A R A W A N K E N

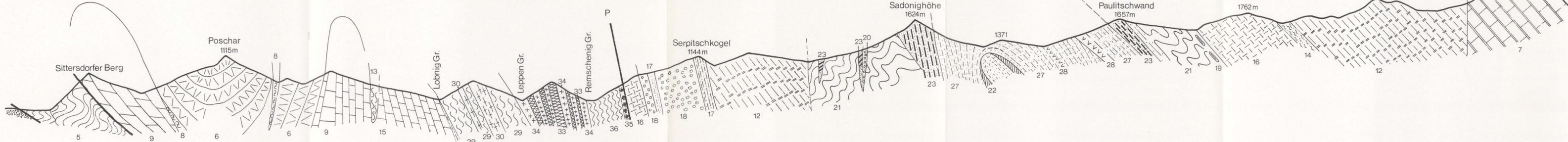
E I S E N K A P P E L E R A U F B R U C H

S Ü D - K A R A W A N K E N

S E E B E R G E R A U F B R U C H

S T E I N E R A L P E N

M r z a g o r a 2203m



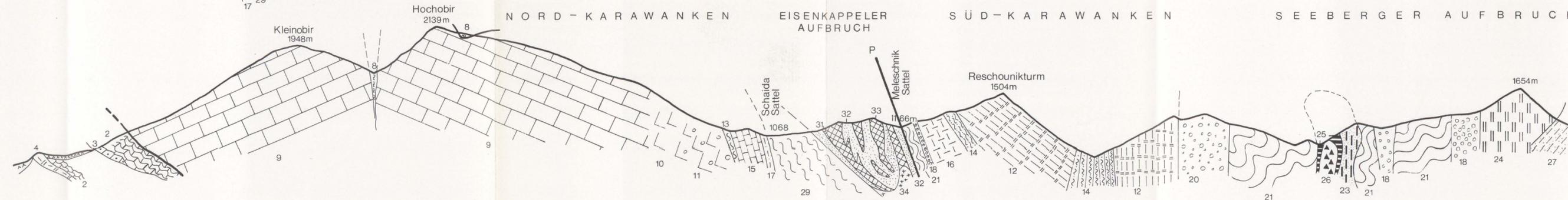
PROFIL 3

N O R D - K A R A W A N K E N

E I S E N K A P P E L E R A U F B R U C H

S Ü D - K A R A W A N K E N

S E E B E R G E R A U F B R U C H



Legende

Mesozoikum, Tertiär: 1 = Tertiär; 2 = Aptychenschichten (Neokom); 3 = Ruhpoldinger Radiolarit (Malm); 4 = Hierlatzkalk (Lias); 5 = Plattenkalk, Kössener Schichten (Nor/Rhät); 6 = Hauptdolomit (Nor); 7 = Dachsteinkalk (Nor/Rhät); 8 = Carditaschichten (Karn); 9 = Wettersteinkalk, Lagunenfazies (Ladin); 10 = Wettersteinkalk, Riff-Fazies (Ladin); 11 = Wettersteindolomit (Ladin); 12 = Schlierndolomit (Ladin); 13 = Partnachmergel (Ladin); 14 = Buchensteiner Schichten (Ladin); 15 = Alpiner Muschelkalk (Anis); 16 = Alpiner Muschelkalk, Dolomite in den Südkarawanken; 17 = Werfener Schichten (Skyth).

Paläozoikum: 18 = Gröden Schichten (Oberperm); 19 = Klastische Trogfelschichten (Unterperm); 20 = Auernigschichten (Oberkarbon); 21 = Hochwipfelschichten (Unterkarbon); 22 = Bänderkalk (Oberdevon–Unterkarbon); 23 = Flaserkalk (Oberdevon–Unterkarbon); 24 = Riffkalk (Devon–Unterkarbon); 25 = Kalke mit klastischen Lagen (Oberordoviz und Silur); 26 = Saure bis intermediäre Tuffe (Oberordoviz); 27 = Klastische Serie (undatiert); 28 = Keratophyrtuff (undatiert).

Diabaszug: 29 = Basische Tuffe und Tuffite; 30 = Diabas; 31 = Ultrabasil.

Karawankenplutone mit Hüllgesteinen: 32 = Cordieritknotenschiefer; 33 = Diorit; 34 = Granit; 35 = Tonalitgneis; 36 = Altkristallin; 37 = Dioritlinse mit Hornfels.

P = Periadriatisches Lineament.