©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Jahrb. Geol. B. A.	Bd. 113	S. 189—245	Wien, November 1970

Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir

Von Franz K. Bauer

mit 11 Abbildungen und 2 Tafeln

Inhalt

Seite

Vorwort 190
Zusammenfassung 190
Abstract 191

I. Werfener Schichten (Skyth) 192

II. Serie des Alpinen Muschelkalkes (Anis) 192
1. Luscha Alm 192
2. Profil Riepl — Straße Globasnitz 195
3. Profil der Scholle NW Riepl 196
4. Goreca 197
5. Der Muschelkalk östlich Eisenkappel 197
6. Der Muschelkalk westlich Eisenkappel 198
7. Zur Grenze Muschelkalk — Wettersteinkalk 199
8. Zusammenfassung 199

III. Wettersteinkalk (Ladin) 200
1. Riffschutt-Fazies 200
2. Lagunenfazies 204
a) Wettersteindolomit beim Gasthaus Rastotschnik 204
b) Die gebankte Kalkfazies des mittleren Wettersteinkalkes 205
c) Zur Algenkalk-Fazies 205
d) Der hangende Wettersteinkalk 208
3. Fazies und Vererzung 215
4. Die Bergbaugebiete 218
5. Zur Dolomitisierung des Wettersteinkalkes 218
6. Zusammenfassung 219

IV. Partnach Schichten (Ladin) 219
V. Raibler Schichten (Karn) 221
VI. Hauptdolomit (Nor) 223
VII. Zur Frage des Dachsteinkalkes 225

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Seite
VIII. Rhät 226
IX. Jura — Neokom 227
X. Gosau 228
XI. Tertiär 228
XII. Quartär 229
XIII. Der tektonische Bau 231
1. Faziesverteilung und Tektonik 231
2. Streichen und Fallen, Lage der B-Achsen, Störungen 232
3. Zum Bau des Nordstammes 234
a) Der Bau der Petzen 234
b) Das Gebiet der Topitza 236
c) Das Gebiet zwischen Oistra und Obir 237
d) Hoch und Kl. Obir 239
4. Die Basisschollen am Nordrand 240
5. Zur Karawankenüberschiebung und zum Alter der Bewegungen 241
Literatur 243

Vorwort

Die Kartierungsarbeiten wurden in den Jahren 1965—1969 durchgeführt. Die Direktion der Bleiberger Bergwerks-Union, Klagenfurt, unterstützte diese Arbeiten, wofür an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen werden soll. Besonderer Dank gilt Herrn Dozent Dr. L. Kostelka für zahlreiche gemeinsame Diskussionen und Geländebegehungen. Bestens gedankt soll auch Herrn Dr. W. Resch, Geologisches Institut der Universität Innsbruck, für Fossilbestimmungen und gemeinsame Exkursionen werden. Fräulein I. Draxler, Geolog. B. A. Wien, untersuchte in dankenswerter Weise Sporen aus tertiären Tonen des Lobnig Grabens und des Vellachtales.

Zusammenfassung

Die Schichtfolge beginnt mit den Werfener Schichten, die meist stark tektonisch reduziert sind. Der Muschelkalk zeigt eine reiche fazielle Differenzierung, die auf primäre engräumige Unterschiede im Ablagerungsraum zurückzuführen sind. An mehreren Stellen beginnt im oberen Muschelkalk das Riffwachstum in Form von Riffknospen. Der Wettersteinkalk läßt sich faziell in Riffschutt-Fazies und Lagunenfazies gliedern. Die Riffzone ist besonders mächtig südlich der Petzen und des Obirs entwickelt, während die mächtigen gebankten Kalke des Petzenkammes und des Hoch und Kl. Obirs zur Lagunenfazies gehören. Zwischen Petzen und Obir ist der Wettersteinkalk geringmächtiger. Auch gibt es Unterschiede in der Fazies. Die zur Beckenfazies gehörenden Partnach-Schichten sind nur noch teilweise vorhanden. Die Raibler Schichten sind meist nur in Teilprofilen erhalten und bilden vielfach tektonisch wirksame Bewegungshorizonte. Im Hauptdolomit ist eine Dreigliederung zu erkennen. Das Rhät ist nur am Jegart und im Vellachtal mächtig entwickelt. Jura und Neokom kommen in Form von kleineren Schollen am Karawanken-Nord-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

rand vor. Beim Tertiär ist zwischen dem Tertiär am Nordrand und dem innerhalb der Karawanken im Lobnig Graben gelegenen zu unterscheiden. Die Aufschlüsse im Quartär bei Miklauzhof ließen keine tektonische Verstellung der Schotter erkennen; die steile Stellung wird auf eine normale Anlagerung im randglazialen Bereich zurückgeführt.

Tektonisch ist das Gebiet in vier Baueinheiten zu gliedern. Während die Petzen aus mehreren größeren und kleineren Blöcken Wettersteinkalk besteht, ist das Gebiet der Topitza durch eine Schuppen- und Gleitschollentektonik charakterisiert. Das Gebiet zwischen Oistra und Obir zeigt einen regelmäßigeren Bau, in dem Mulden- und Sattelstrukturen zu erkennen sind, die durch die jüngere Bruchtektonik stark überformt wurden. Hoch und Kl. Obir bilden eine Antiklinale, die etwa im Scheitel auseinander gebrochen ist.

Sehr häufig sind Überkippungen nach Norden zu beobachten, in denen ein für die Ostkarawanken wichtiges Bauprinzip zu liegen scheint. In diesen Bau sind auch die am Nordrand liegenden Basisschollen mit Rhät, Jura und Neokom (Sockeldecke nach STINI, 1936) einzubeziehen und daher als überkippte und abgeglittene Schollen aufzufassen, die noch von älteren Gesteinen, häufig vom Wettersteinkalk, überschoben wurden.

Abstract

The sequence of the strata starts with the Werfener Schichten which are frequently reduced by tectonic movements. The Alpine Muschelkalk is showing a great differentiation in the facies and in the uppermost part one can find reef growth at several places. The Wettersteinkalk represents a reef komplex. There ist to distinguish between the reef area in the south of the Petzen and the Obir and the back reef facies in the north. The reef and back reef sediments show great thickness in the area of the Petzen and the Obir wheras the thickness between Petzen and Obir is much less. The Partnach Schichten are belonging to the sediments of the fore reef basin which are preserved only at a few points. The Raibler Schichten have great importance as sliding planes. The ultra back reef facies of the Hauptdolomit can be divided in a lower, middle and upper part. The Rhätian and Jurassic rocks occur in some slices at the northern border of the Karawanken. There is to distinguish between the Tertiary of the Karawanken foreland and the Tertiary within the Karawanken in the Lobnig Graben. In the Quaternary outcrops at Miklauzhof no tilted strata can be found, their steep dipping is do to periglacial deposition.

There are four tectonic units. The area of the Petzen consists of Wettersteinkalk which is broken into several blocks. The area of the Topitza shows a gravitational gliding of Wettersteinkalk and imbricate structures, the western part between Oistra and Obir more regular tectonic structures. Hoch and Kl. Obir are build up by a great anticline.

At many places one can observe overturned series of strata. The dislodged slices at the northern border of the Karawanken (Sockeldecke after STINI, 1936) are explained as overturned and down gliding rocks which have been overthrust by Triassic rocks, mainly by Wettersteinkalk.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

I. Werfener Schichten (Skyth)

Als Werfener Schichten wurden auf der geologischen Karte die über dem Paläozoikum liegenden roten Gesteinsserien zusammengefaßt, welche nach oben durch die dunklen Kalke des Muschelkalkes begrenzt sind. Die Basis bilden rote Konglomerate und Sandsteine, die infolge der unsicheren Altersbegrenzung nach unten besser als Permoskyth-Sandstein (RIEHL-HERWIRSCH 1963—1964) zu bezeichnen sind. In dieser Transgressionsserie überwiegen Quarzgerölle, Kristallin- und paläozoische Gerölle treten dagegen zurück. Auch sandig-glimmerreiche Schiefer gehören in diese Serie. Über dieser Basisserie folgen als Werfener Schichten i. e. S. zu bezeichnende Gesteine, die wahrscheinlich dem oberen Skyth zuzuordnen sind. Diese höhere Gesteinsgruppe besteht aus rötlichen, grau bis grünen Schiefern, sandig-glimmerigen Mergeln, glimmerreichen, braun anwitternden Sandsteinen, braunen sandigen Kalken und Rauhwacken.

Die höheren Teile der Werfener Schichten sind östlich des Schaida Sattels gut aufgeschlossen. Man findet dort graubraune, glimmerige Mergel mit Pflanzenabdrücken und eine engrhythmische Wechsellagerung von festen glimmerreichen Sandsteinbänken mit roten Schiefern und sandigen Mergeln. Diese Abfolge wird von Quarzkonglomeraten unterlagert.

Da die Werfener Schichten in der großen Störungslinie zum Paläozoikum liegen, sind sie tektonisch stark reduziert und treten nur in einzelnen kleineren Linsen auf.

II. Serie des Alpinen Muschelkalkes (Anis)

Der Muschelkalk stellt eine Serie von zahlreichen, verschieden ausgebildeten Faziestypen dar. Man kann kein Normalprofil aufstellen, sondern nur einzelne Profile nebeneinanderstellen und vergleichen. Es gibt Faziesdifferenzierungen lateral wie vertikal (siehe Abb. 1).

1. Luscha Alm

Östlich der Grenze liegt auf jugoslawischem Gebiet die Blei-Zink-Vererzung der Topla (I. STRUCL 1965). Vererzt ist hier ein dunkler Dolomit, der sehr reich ist an sedimentären Gefügemerkmalen. Dieser zum unteren Teil des Muschelkalkes gehörende Dolomit liegt etwa 2½ *km* östlich der Staatsgrenze und läßt sich nicht auf österreichisches Gebiet verfolgen. Auf der Luscha Alm stehen einander auf engem Raum zwei sehr gegensätzliche Profile des tieferen Muschelkalkes gegenüber. Etwas östlich der Alm beginnt das Profil mit schlecht gebankten Kalken mit sehr ausgeprägten Stylolithen. Darüber folgt ein 12—15 *cm* mächtiger Horizont, der sehr reich ist an Crinoidenstielgliedern. Eine Mergellage darüber ist zirka 3 *cm* mächtig. Über dieser bauen sich 1—5 *cm* dickgebankte, leicht verfaltete Kalke mit unregelmäßig-knolligen Schichtoberflächen auf. In tieferen Teilen zeigen die Kalke eine leichte Dolomitisierung, die sich nach oben verliert. Die untersten Lagen enthalten als Komponenten Crinoiden-Detritus. Dieses Gestein ist als Bio-areno-siltit zu bezeichnen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und besteht zu zirka 40% aus Biogenen arentischer Korngröße, zu zirka 60% aus einer leicht dolomitisierten siltitischen Matrix. Aus dem Verhältnis Komponenten Matrix ergibt sich für dieses Gestein ein mittlerer Energie-Index, der Ablagerungsbedingungen in einem zeitweise stärker bewegten Wasser anzeigt. Der Energie-Index wird nach oben kleiner und es entwickeln sich siltitische bis arentitische Kalke, in denen der Anteil an Komponenten sehr gering ist. Die Kalke sind schwach bituminös und von Calcitadern durchzogen. Eine Feinschichtung ist schwach durch sehr feine schwarze, stärker bituminöse Lagen angedeutet.

Nur einige 100 *m* weiter westlich findet man an einer neu angelegten Forststraße eine rhythmische Wechselfolge von Kalken, Dolomitlagen, Rauhwacken und einem Dolomit-Sandstein. Bei den Kalken sind drei Faziestypen zu unterscheiden: Feinkörnige Kalke, Calcisiltite, wenig gebankt, mit selten Komponenten, häufig mit Stylolithen.

Den zweiten Typ bilden Arenite, die zum Großteil aus Rundkörperchen bestehen. Die Rundkörperchen verwittern vielfach rötlichgelb, sie sind oval bis rundlich, haben einen ⌀ von 0·5 bis 1 *mm* und zeigen keine Internstruktur. Sie sind als Kotpillen zu deuten. Neben diesen kommen Ooide vor, die mengenmäßig jedoch zurücktreten und einen konzentrisch-schaligen Aufbau haben. Der ⌀ beträgt 0·5—1 *mm*. Der relativ große Kern wird meist von Kotpillen gebildet, um die sich durch chemische Anlagerung nur wenige konzentrische Schalen legen (Einfachooid, vgl. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHECK 1969). Die Komponenten zeigen eine leichte Gradierung. Aus dem hohen Gehalt an Komponenten ergibt sich ein hoher Energie-Index. Die Matrix besteht aus Spatit, was bedeutet, daß die feinkörnige Grundmasse ausgewaschen wurde. Das Gestein kann als Rundkörperchen-Spatit bezeichnet werden.

Den dritten Faziestyp stellen „Wurstl"-Kalke dar. Diese sind siltitische, gebankte Kalke, deren charakteristisches Merkmal die „Wurstln" sind, d. h. röhrenförmige Gebilde von einem ⌀ bis zu 1 *cm*, die wirr übereinander liegen. Ein im Detail im polierten Anschliff untersuchter Wurstl-Kalk war ein Calcisiltit. Es ließen sich deutlich zwei verschiedene Korngrößen unterscheiden, eine feinsiltitische (0·004—0·016 *mm*) und eine grobsiltitische (0·031—0·063 *mm*). Feinsiltitische Körner bilden häufig runde bis ovale Linsen (⌀ = 0·1 *mm*) oder umgeben ringartig einen grobsiltitischen Kern. Der Kalk ist nicht umkristallisiert und die Korngrenzen scharf. Schon am Handstück fallen gelbe Punkte auf, die sich u. d. M. als Dolomitsprossungen erwiesen, die häufig von einem Ring Calcitkörnchen feinsiltitischer Größe umgeben werden. Gelegentlich waren auch Rhomboeder erkennbar. Quarzkörner, teilweise idiomorph, sind recht häufig. An Erz kommen einzelne Pyrit- und Limonitkörnchen vor. Das intergranulare Porenvolumen ist von einer schwarzen, bituminösen Substanz ausgefüllt, welche die dunkle Färbung des Gesteins bewirkt.

Diese Wechselfolge ist vergleichbar der von M. SARNTHEIN (1965) von der Nord-Kette bei Innsbruck beschriebenen unteren Serie des Alpinen Muschelkalkes. In dem Profil bei der Luscha Alm kommen zusätzlich noch graue, sandige Dolomitlagen vor. Der Dolomit wird teilweise von dünnen Calcitadern durchzogen, die infolge der leichten Verwitterbarkeit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

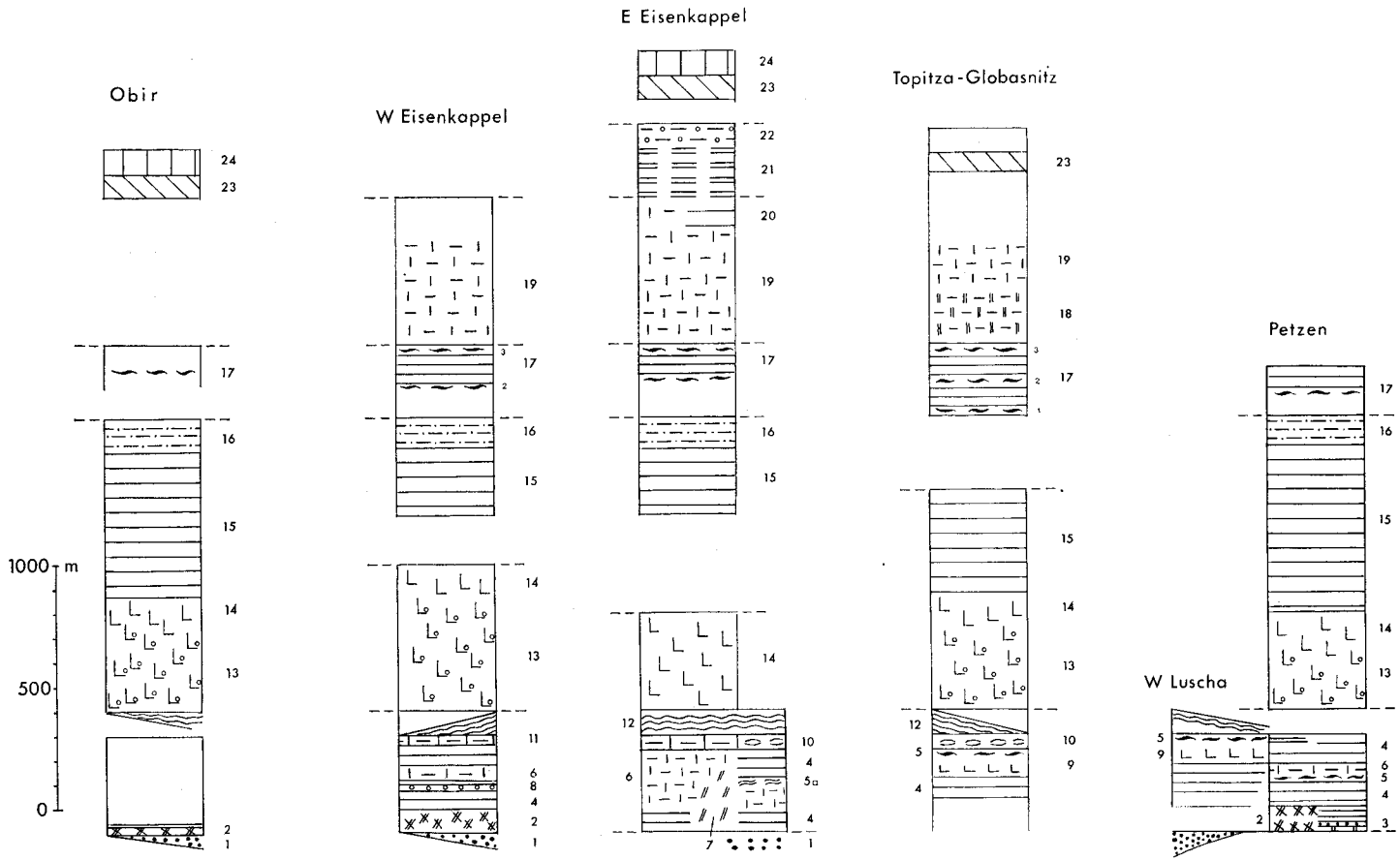


Abb. 1: 1 = Werfener Schichten, 2 = Unterer Muschelkalk (M): Wurstlkalkfolge, 3 = Unterer M: Dünnbankige Kalke mit Crinoidenhorizont, 4 = Kalke des M, 5 = Mergel des M, 5 a = Mergel des M mit Onkolithen, 6 = Dolomit des M, 7 = Rauhwacken des M, 8 = Crinoidenhorizont des M, 9 = Riffgesteine des M, 10 = Knollenkalke des M mit Tuffen, 11 = Kieselkalke des M, 12 = Partnach-Schichten, 13 = Wettersteinkalk (WK): Riffschutt-Fazies (Dolomit), 14 = WK: Riffschutt-Fazies (Kalk), 15 = WK: Lagunenfazies, 16 = WK: Lagunenfazies des hangenden WK, 17 = Raibler Schichten (1., 2., 3. Schiefer), 18 = Unterer Hauptdolomit (*mm*-Rhythmite), 19 = Mittlerer Hauptdolomit, 20 = Plattenkalke des oberen Hauptdolomites, 21 = Rhät-Plattenkalke, 22 = Fossilführendes Rhät, 23 = Jura, 24 = Neokom.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

des Dolomites zellig hervortreten. Es entsteht dadurch ein rauhwackenartiges Aussehen. Rauhwacken entstehen auch durch Verwitterung aus rötlichen Breccien. Die leicht abgerundeten Komponenten der Breccie sind graue dolomitische Kalke mit einem ⌀ von zirka ½ bis 2 *cm*. Die Grundmasse wird von einem roten karbonatisch-sandigen Bindemittel gebildet. In diese Gesteinsgruppe gehören auch rote Kalke, die ebenfalls zellig verwittern können. Als letztes Gestein dieser Abfolge ist ein Doloarenit anzuführen, der zur Gänze aus kleinen Dolomitrhomboederchen besteht. Die hier beschriebenen Gesteine gehören zu einem Profil, das sich mit gewissen Abwandlungen in einem bestimmten Rhythmus mehrfach wiederholt. Es wurden z. B. elf Lagen von rötlichgelben Rauhwacken mit Mächtigkeiten von 1 bis mehreren Metern gezählt. In der Zahl der Rhythmen scheint eine gewisse Ähnlichkeit zu sein mit den von M. SARNTHEIN (1965) beschriebenen 10—12 Zyklen der Wurstl-Kalk-Wechselfolge.

Über dieser Serie des unteren Muschelkalkes folgen als nächster Faziestyp dunkle gebankte, vorwiegend siltitische Kalke. Sie sind arm an Komponenten, leicht bituminös und haben als weiteres Merkmal einen oft recht beträchtlichen Gehalt an Quarz. Stylolithen und Calcitadern sind häufig. Ein deutlicher Fazieswechsel vollzieht sich zu den folgenden braunen, teilweise plattig verfestigten Mergeln. Diese enthalten Lagen von einem dunklen, feingeschichteten Hornstein. Der Hornstein enthält reichlich Pyrit, der geopetal angelagert ist, d. h. die größeren Pyritkristalle befinden sich unten, nach oben klingt die Pyriteinlagerung allmählich aus. Die Pyrite liegen meist in idiomorpher Form vor, sind aber teilweise oder zur Gänze limonitisiert. Die darüber folgenden Dolomite von grauer Farbe zeigen keine sedimentären Gefüge. Das Hangendste in diesem Profil bilden wieder dunkle siltitische bis arenitische Kalke mit unregelmäßiger Bankung. Etwas westlich des Petzenweges (K 1413) besteht der hangendste Muschelkalk aus zirka 1 *cm* dick gebankten siltitischen Kalken mit Feinschichtung, welche auf feine bituminöse Lagen zurückzuführen ist. Ein wesentliches mikrofazielles Merkmal dieses Gesteins ist die Dolomitisierung. In einer calcisiltitischen Matrix sprossen Dolomitrhomboederchen mit einem ⌀ von 0·01 bis 0·05 *mm*. Die Cacisiltit-Matrix wurde von den Dolomitkriställchen verdrängt. Dieser Faziestyp enthält reichlich Quarz und an Erz etwas Pyrit und Limonit.

2. Profil Riepl — Straße nach Globasnitz

Das Profil im Bereich Riepl zeigt ein deutliches Vorherrschen des Dolomites. Es beginnt mit dunklen siltitischen Kalken, die den unteren Teil des Muschelkalkes bilden, der obere wird von Dolomiten vertreten, der bei Riepl direkt an den Wettersteinkalk grenzt. Man kann zwei Dolomitarten unterscheiden, einen dunklen, z. T. feingeschichteten und einen grauen Dolomit ohne erkennbare Schichtung.

Von besonderem Interesse ist der obere Teil des Muschelkalkes im Bereich der Straße nach Globasnitz, etwa zwischen den Höhenmetern 1250—1300 *m*, wo er felsbildend hervortritt. Mehrere Faziestypen sind hier zu unterscheiden. Vor allem fallen hellgraue, massige Kalke mit riffbildenden Biogenen auf. Es fanden sich besonders segmentierte Kalk-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schwämme, die eine Riffablagerung vermuten lassen. Neben den Schwämmen kommt das z. B. von E. Ott (1967) als wichtiger Riffbildner im Wettersteinkalk beschriebene Riff-Fossil *Tubiphytes obscurus* vor, das aus lappig verzweigten Ästchen oder unregelmäßigen, milchig-weißen Flecken besteht. Auch das Vorhandensein von Kalken mit groben arentischen bis ruditischen Komponenten und Kleinhöhlenbildungen (Großoolith-Gefüge) sprechen für eine Riffschutt-Fazies. Zu dieser gehören auch dunkelgraue Kalke mit bis 1½ *cm* großen ehemaligen Hohlräumen, die mit einem gelblichen Kalkschlamm ausgefüllt sind.

Nördlich dieser Gesteine folgen gebankte Kalke mit s-parallelen Hornsteinlagen und dunkelbraune, plattig verfestigte Kalkmergel. Da das Gebiet stark bewaldet ist, ist eine genauere Erfassung des Profils nicht möglich. Doch weisen diese Gesteine wie auch Kalke mit deutlichen Gradierungen im *dm*-Bereich auf eine Beckenfazies hin.

Zu einem dritten Faziestyp sind feingeschichtete und gebänderte Kalke siltitischer Korngröße zu rechnen. Die Bänderung kommt durch eine Wechsellagerung von graubräunlichen, 1 *mm* bis ½ *cm* mächtigen Kalklagen mit ähnlich mächtigen dunklen, bituminösen Lagen zustande. Ein besonderes Kennzeichen dieses Faziestyps ist die Dolomitisierung, von der in erster Linie die dunklen Lagen, die zum Großteil aus kleinen Dolomitrhomboederchen bestehen, erfaßt wurden. Es liegt hier eine an s-Flächen gebundene Dolomitisierung vor, die als frühdiagenetisch aufzufassen ist. Es ist anzunehmen, daß die dunklen Lagen auf Algenmatten zurückgehen und auch die Dolomitisierung damit in Zusammenhang zu bringen ist. In den hellen Lagen ist die Dolomitisierung geringer und in anderer Art gegeben. Der Dolomit bildet rundliche, im ⌀ bis 0·2 *mm* große Areale. Es ist möglich, daß hier zwei Generationen von Dolomit vorliegen. Da dieser Faziestyp als Stromatolith aufzufassen ist, ergibt sich eine im obersten Muschelkalk einsetzende Differenzierung des Ablagerungsraumes in Becken, Bereich des Riffwachstums und Lagune.

3. Profil der Scholle NW Riepl

Das Profil beginnt mit dunklen siltitisch-arenitischen Kalken. Über diesen folgen graue massige Kalke, Arenite und Rudite, mit einem Kleinhöhlengefüge, die auch hier auf eine Riffschutt-Fazies schließen lassen. Eindeutige riffbildende Biogene wurden keine gefunden. Diese wird überlagert von Mergeln, mergelig-kieseligen Kalken, die zahlreiche knollige und laibartige Konkretionen enthalten. In diesem Schichtglied wurde auch ein Nautilus gefunden, der von R. Sieber (1958) als *Germanonautilus* cf. *tintorettii* bestimmt wurde und oberes Anis anzeigt. Darüber setzen als hangendster Teil in diesem Profil Knollenkalke mit Tufflagen ein. Es handelt sich vorwiegend um graue, teilweise auch grünliche und rote gebankte Kalke mit meist siltitischer Korngröße. Es sind allmähliche Übergänge zwischen den verschieden gefärbten Kalken zu beobachten. Dieser Faziestyp besitzt eine bankinterne wie bankexterne, knollig-wulstige Ausbildung der s-Flächen, wobei der ⌀ der Knollen mehrere Zentimeter (bis zirka 5 *cm*) beträgt. Die Knollen sind häufig von roten oder grünen bis grauen Mergellagen oder dünnen Tonhäuten überzogen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese Kalke enthalten eine Reihe von grünen Tufflagen, die aber wegen der starken Zerteilung und Abgleitung der Schichten profilmäßig nicht erfaßbar sind. Die Untersuchung eines Dünnschliffes zeigte Ähnlichkeit mit dem von B. PLÖCHINGER & H. WIESENEDER (1965) untersuchten Tuff. Die Feldspäte bilden Einsprenglinge, welche sehr stark getrübt und nur selten deutlich idiomorph ausgebildet sind. Die Grundmasse tritt mengenmäßig am stärksten hervor und zeigt eine chalcedonartige Struktur und Serizitschüppchen. Biotite sind sehr selten, während Apatit häufig vorkommt. Auch einzelne Quarzkörner sind vorhanden. Das reichlich auftretende Erz wurde im Auflichtmikroskop untersucht und als Perowskit bestimmt. Dieses Mineral ist auch von L. KOSTELKA & W. SIEGL (1967) beschrieben worden und zeigt gelegentlich sechseckige Querschnitte. Bei gekreuzten Nikols entstehen braune bis dunkelrote Innenreflexe, das Reflexionsvermögen ist ähnlich dem des Magnetites. Auf Grund eines beginnenden Zerfalles bilden sich schmale Säume, in denen L. KOSTELKA & W. SIEGL (1967) auch Innenkristalle (Zirkon) erkennen konnten. In einem Dünnschliff war auch eine gut erhaltene, fast achsial geschnittene Foraminifere enthalten, die von R. OBERHAUSER als *Pseudoglandulina* sp. bestimmt wurde. Damit ist ein Nachweis für die marine Ablagerung des Tuffes unter Temperaturbedingungen erbracht, welche den Calcit der Foraminiferenschale nicht beeinträchtigt haben.

4. Goreca

An der stark bewaldeten Erhebung der Goreca fallen besonders die steil nach Norden abfallenden Felsen auf, die im bearbeiteten Gebiet den dritten Bereich einer Riffschutt-Fazies im oberen Muschelkalk darstellen. Sie hat hier die größte Mächtigkeit. Der Riffschutt mit riffbildenden Biogenen und Hohlraumgefügen, die in der Beckenfazies vorkommenden grobgradierten Gefüge und Stromatolithe sprechen auch hier für das Einsetzen einer Differenzierung des Ablagerungsraumes, wie sie für den Wettersteinkalk bezeichnend ist. Das Riffwachstum beginnt im Ober-Anis an einzelnen Stellen in Form von Riffknospen und setzt sich erst mit Beginn des Ladin bzw. des Wettersteinkalkes voll durch. Außer Kalkschwämmen und *Tubiphytes obscurus* wurden hier auch Korallen gefunden.

5. Der Muschelkalk östlich Eisenkappel

Der Muschelkalk östlich Eisenkappel stellt eine Serie von verschiedenen Faziestypen dar. Das Profil bei Eisenkappel beginnt an der Straße nach Lobnig mit einer kleinen Kalkscholle. Die Kalke sind im unteren Teil weniger bituminös und von grauer Farbe, sie sind Siltite bis Arenite und enthalten etwas Quarz. Vielfach zeigen sie Stylolithen, wobei außer Horizontal- auch Vertikalstylolithen zu beobachten sind. Nach oben werden die Kalke stärker bituminös und in der Farbe dunkler. Die s-Flächen haben schwarz glänzende bituminöse Belege. Die Kalke sind als Calcisiltite zu beschreiben, die reichlich Quarz führen. Sie gehen nach oben in mergelige Kalke und dunkle dolomitische Mergel über. Diese Mergel sind ähnlich den Partnach-Mergeln, doch ist zu unterscheiden zwischen den zum anisischen Profil gehörenden Mergeln, wie in diesem Fall, und einer echten Partnach-Fazies.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Eine ganz andere Fazies bilden die im Profil folgenden grauen Dolomite mit Zerfall in einen feinkörnigen Gesteinsgrus. Es besteht keine scharfe Grenze zwischen diesen Dolomiten und den hangenden dunklen, sehr festen Dolomiten mit Bankung und Feinschichtung. Aus diesen Dolomiten entwickeln sich beim Berghof Brunner bankige Kalke, die den hangendsten Teil in diesem Profil bilden. In diesen Kalken wurden auch Abdrücke von Pflanzen gefunden.

Das Hangendste etwas östlich Brunner ist als eigener Faziestyp hervorzuheben. Es sind etwa 1—2 *cm* dünngebankte, leicht kieselige Kalke, auf deren angewitterten s-Flächen sehr zahlreich Schwammnadeln liegen. Ähnliche Gesteine sind auch südlich Teutschmann in einem kleinen aufgelassenen Steinbruch zu finden.

An der Lobnig-Straße ist zu sehen, daß Kalke und Dolomite dieses Profils gegen Osten durch Rauhwacken vertreten werden. An zahlreichen Handstücken ist eine Wechsellagerung von ½ bis 1 *cm* mächtigen grauen Kalklagen und rostig braun anwitternden, sandigen Mergellagen zu beobachten. Das Gestein ist von Calcitadern durchzogen, die infolge der größeren Härte herauswittern, wodurch ein zelliges, rauhwackenartiges Aussehen entsteht.

Ein für den Muschelkalk seltener Faziestyp sind Onkolithe, die von hellbraunen Mergeln begleitet werden, welche SW des Preverniksattels anstehen. Es sind Onkolithe mit Spatit als Matrix und Onkoide-führende Kalke mit siltitischer Matrix zu unterscheiden. Im letzten Fall haben die Onkoide einen ⌀ von 1 bis 2 *mm*, nur wenige erreichen einen ⌀ von ½ bis 1 *cm*. Umkrustet sind meist Echinodermenreste, in einigen Fällen auch kleine Gastropoden- und Muschelschälchen. Die Form und Größe der Onkoide richtet sich stark nach der Art des Kernes. An Echinodermenresten sind Crinoidenstielglieder und Seeigelstacheln zu unterscheiden. Dieses Gestein ist in der Fazies ähnlich den bekannten Raibler Onkolithen. Doch diese Gesteine liegen ganz im Verband mit Kalken des Muschelkalkes. Auch aus dem Fund von *Aulacothyris* aff. *angusta*, bestimmt von W. Resch, von R. Rosenberg (1959) in der Triastabelle der Ostalpen für Pelson angeführt, ergibt sich Anis als wahrscheinlich.

Beim Neubau einer Straße bei Pustotnik (Lobnig Graben) wurden graue und rötliche Knollenkalke mit grünen Tufflagen aufgeschlossen. Diese Fazies entspricht ganz der NW Riepl beschriebenen. Die Tuffe sind von hellgrüner Farbe und bilden teils wenig feste, tonige Lagen, teils ein festes Gestein, von dem ein Dünnschliff untersucht wurde. Die Feldspäte sind weniger getrübt als die NW Riepl, sie sind vielfach idiomorph und in ihren Umrissen deutlicher erkennbar. Sie liegen in einer serizitischen, chalcedonartigen Grundmasse. Neben den Feldspäten treten eine Reihe von Biotiten einsprenglingsartig hervor. Apatit und Erz sind häufig, das Erz wurde wieder als Perowskit bestimmt.

6. Der Muschelkalk westlich Eisenkappel

Eine Straße bei Leinschitsch schließt das Profil vom tieferen bis zum hangenden Muschelkalk gut auf. Der untere Teil besteht aus einer ähnlichen rhythmischen Abfolge, wie sie bei der Luscha Alm vorkommt. Sie

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

besteht aus einer Wechsellagerung von Wurstlkalken, Areniten, die rötlichgelb anwitternde Rundkörperchen und Ooide enthalten, und bankigen Kalken mit reichlich Stylolithen. Die Arenite gehen aus den Wurstlkalken hervor bzw. sind durch Suturen mit diesen verbunden. Über dieser Serie folgen gebankte Kalke, die in zirka 2—5 *cm* dünngebankte Kalke übergehen. Ein aus Crinoidenstielgliedern bestehender Horizont ist etwa 30 *cm* mächtig und nimmt eine mittlere Lage in diesem Profil ein. Darüber liegen Hornstein führende Kalke. Ein dunkelgrauer Dolomit gehört bereits zum höheren Teil des Profils, der nach oben in Kalke übergeht. Der hangendste Teil besteht aus geschichteten Kieselkalken mit einer Wechsellagerung von mehr kalkigen und mehr kieseligen Lagen. Auch Spuren von grünem Tuff, der kennzeichnend für den obersten Muschelkalk ist, wurden hier gefunden.

Südlich des Obirs fehlt der Muschelkalk größtenteils, bedingt durch die große tektonische Störung. Das Vorkommen von Wurstlkalken spricht für Profilreste aus dem unteren Teil des Muschelkalkes.

7. Zur Grenze Muschelkalk — Wettersteinkalk

Die Grenze ist in den Karawanken ganz ähnlich zu ziehen wie in den Nördlichen Kalkalpen bei Innsbruck (M. Sarnthein, 1965). Die Knollenkalke bilden auch hier eine charakteristische Fazies und die mit ihnen vorkommenden Tufflagen sind gleicherweise als lithostratigraphische Leithorizonte aufzufassen. Der Wettersteinkalk setzt darüber mit einer sehr mächtigen Riffschutt-Fazies ein. Östlich Eisenkappel folgen darüber auch Partnach-Mergel.

Die Knollenkalke nördlich Pustotnik enthalten in den obersten Metern auch einige geringmächtige Lagen von den dunklen Partnach-Mergeln. Daher kann man von einem vertikalen Verzahnen von diesen zwei Faziesarten sprechen. Über der obersten Kalkbank folgen einförmige dunkle, dolomitische Mergel der Partnach-Fazies.

An der Straße vom Berghof Brunner nach Osten sind ebenfalls bankige Knollenkalke aufgeschlossen, die hier aber keine Tufflagen enthalten. Darüber folgen die massigen Wettersteinkalke in Riffschutt-Fazies, die Kalkfelsen bei Eisenkappel bildend.

Der oberste Muschelkalk ist nicht immer in der Knollenkalk-Fazies ausgebildet und die fazielle Erfassung der Grenze zum Wettersteinkalk nicht überall in derselben Weise möglich. Doch das Einsetzen der Wettersteinkalk-Riffschutt-Fazies ist immer sehr markant.

8. Zusammenfassung

Ein allgemeines Merkmal des Alpinen Muschelkalkes ist die starke vertikale wie laterale Faziesänderung. Die Vielfalt der Faziesausbildungen ist auf eine primäre Differenzierung des anisischen Ablagerungsraumes zurückzuführen. Es ist für das ganze Anis ein Meeresboden mit relativ engräumig sich veränderndem Relief anzunehmen. Dieses Relief bestand teilweise auch noch im unteren Ladin. Hinweise dafür geben die isoliert sedimentär auf Muschelkalk aufliegenden Schollen von Wettersteinkalk

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und Partnach-Mergeln östlich Eisenkappel. Es gibt drei Vorkommen von Partnach-Mergeln, die eine Beckenfazies bilden, während der Wettersteinkalk eine Lagunenfazies darstellt. Man hat auf engem Raum zwei verschiedene Faziesbereiche, die mit Hilfe eines bestehenden Reliefs zu erklären sind.

Als die wichtigsten Leithorizonte sind die Wurstlkalkserie für den unteren, die Knollenkalke mit den Tufflagen und die Riffschutt-Fazies für den obersten Muschelkalk anzugeben.

Die Mächtigkeit des Muschelkalkes beträgt zirka 400 *m*, doch sind die Mächtigkeiten nicht immer konstant, was jedoch auch tektonisch bedingt ist.

III. Wettersteinkalk (Ladin)

Der Wettersteinkalk ist der Hauptfelsbildner des Karawanken-Nordstammes. Die maximalen Mächtigkeiten betragen etwa 1200—1500 *m*. Lithologisch lassen sich Kalke und Dolomite unterscheiden. Eine Gliederung in Faziesbereiche, die auch auf der Karte darstellbar sind, hat deshalb Wert, da damit wichtige paläogeographische Aussagen gemacht werden können. Auf der geologischen Karte wurden an Faziesbereichen unterschieden:

a) Die Bereiche der Riffschutt-Fazies, untergliedert in Kalke und Dolomite,

b) die Bereiche der Lagunenfazies,

c) die Bereiche der Beckenfazies.

Diese Faziesbereiche sind dem schon mehrfach dargestellten Bild des Wettersteinkalkes als Riffkomplex mit weiter Rifflagune und dem eigentlichen Riffareal (Bioherm) mit Riffkern und Riffschutt, dem das Becken vorgelagert ist, zuzuordnen.

1. Riffschutt-Fazies

Schon im Landschaftsbild fällt ein ungebankt-massiger im Gegensatz zu einem sehr gut gebankten Wettersteinkalk auf. Diese ungebankten Kalke werden unter der Faziesbezeichnung Riffschutt-Fazies zusammengefaßt. Zu dieser gehören auch die mächtigen Dolomite, die vorwiegend auf der Südseite auftreten. Die Riffschutt-Fazies besteht im wesentlichen aus Detritus, der bei der Riffzerstörung entsteht. Die wichtigen Riffbildner sind Schwämme und Korallen. Ein bedeutender Riffbildner ist auch *Tubiphytes obscurus* (E. Ott, 1967), dessen systematische Stellung noch nicht ganz geklärt ist. *Tubiphytes* ist häufig zu finden und ist gekennzeichnet durch lappig-flammenartig verzweigte, bis 0·5 *cm* lange Ästchen von milchig-weißer Farbe. Riffkerne mit noch in Wachstumsstellung befindlichen riffbildenden Biogenen sind nur mehr selten zu finden. NW Ober Ebriach wurde z. B. ein Riffstock mit Schwämmen gefunden. Mit den Schwämmen kommen hier auch Kalkalgen vor. Die Kalke der Riffschutt-Fazies sind in der Farbe meist dunkler als die der Lagunenfazies. Kennzeichnend sind Komponenten arenitischer bis ruditischer Korngröße. Vielfach sind die Kalke auch feinarenitisch bis siltitisch. Biodetritus stellt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

einen wichtigen Anteil dar. Die verschieden großen Hohlräume zwischen den Komponenten wurden durch chemische Internanlagerung mit Calcit ausgefüllt. Es entstehen auf diese Weise die Großoolithe, die zu den auffallendsten Merkmalen der Riffschutt-Fazies gehören und Kennzeichen der Riffkerne sind. Die Hohlräume sind von verschiedener Größe.

Bei der Riffschutt-Fazies ist die des Vor- und Achterriffes zu unterscheiden. Die des Vorriffes erstreckt sich in Richtung Partnachbecken, das dem Wettersteinkalk-Riffkomplex im Süden vorgelagert war, während die des Achterriffes mit den Kalken der Lagune verzahnt. Die lagunenseitig gelegene Riffschutt-Fazies wird durch den Einschnitt des Freibachtales gut aufgeschlossen. Man findet hier häufig Bankung und Schichtung mit geringmächtigen bituminöseren Lagen. Im Vorriffbereich hingegen ist die Sortierung der Komponenten weniger gut und eine Schichtung wurde seltener beobachtet.

Wie die Faziesverteilung zeigt, liegt der Riffschutt als Kalk oder als Dolomit vor. Die Dolomite zeigen infolge der starken diagentischen Umwandlung, zu der auch die Dolomitisierung gehört, nur selten das für die Riffschutt-Fazies kennzeichnende Gefüge. Gelegentlich findet man im Dolomit Riffschutt der Riffbildner. Häufig sind unregelmäßige dunkle Flecken, die gegen den hellen Dolomit unscharf begrenzt sind. Die Dolomite gehen allmählich in die Kalke über. Auf der Westseite des Obirs (am Steig vom Freibacher Stausee zur Jagdhütte Abtei) waren solche Übergänge vom Dolomit in dolomitische Kalke und Kalke mit beginnender Bankung zu beobachten. In einer Höhe von zirka 1370 *m* traten in gut gebankten Kalken die ersten Kalkalgen (Diploporen) auf. Einige Meter darüber folgten die ersten Stromatolithe, die als Einsetzen der Lagunenfazies zu werten sind.

Dolomite haben größere Mächtigkeit südlich der Petzen und südlich der Topitza. Sie fehlen im Gebiet der Rieplfelsen, der Oistra und bei Eisenkappel. Sie werden wieder mächtig westlich Eisenkappel und bauen die Südhänge des Jovan Berges und des Hoch Obirs auf. Die Dolomite sind auch an der Westseite des Obirs mächtig und reichen mit reduzierter Mächtigkeit auch an die Nordseite des Kl. Obirs und an die NW-Seite des Altberges.

Die Mächtigkeiten der Riffschutt-Fazies sind nicht gleich, sie erreichen das Maximum im Gebiet der Petzen und des Obirs. Es ist außerdem kein gleichmäßiges Durchziehen der Riffzone zu erkennen. Eine atollartige Faziesverteilung ist am besten am Obir gegeben mit der im Süden, Osten und Norden um den Gipfelbereich herumziehenden Riffzone.

Es ist z. T. sicher auf die intensive Tektonik zurückzuführen, daß Riffgesteine teilweise fehlen. Dies gilt besonders für den Nordrand, wo die Störung infolge der Überschiebung besonders groß ist. Östlich des Jelen Rückens an der NW-Seite der Petzen wurden an einer neu angelegten Forststraße hellgraue bis weiße dolomitische Kalke ohne erkennbare Gefügemerkmale aufgeschlossen, die einen tiefen Anteil des Wettersteinkalkes darstellen und wahrscheinlich einen Übergangsbereich zwischen den Kalken der Riffschutt-Fazies und denen der Lagunenfazies bilden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

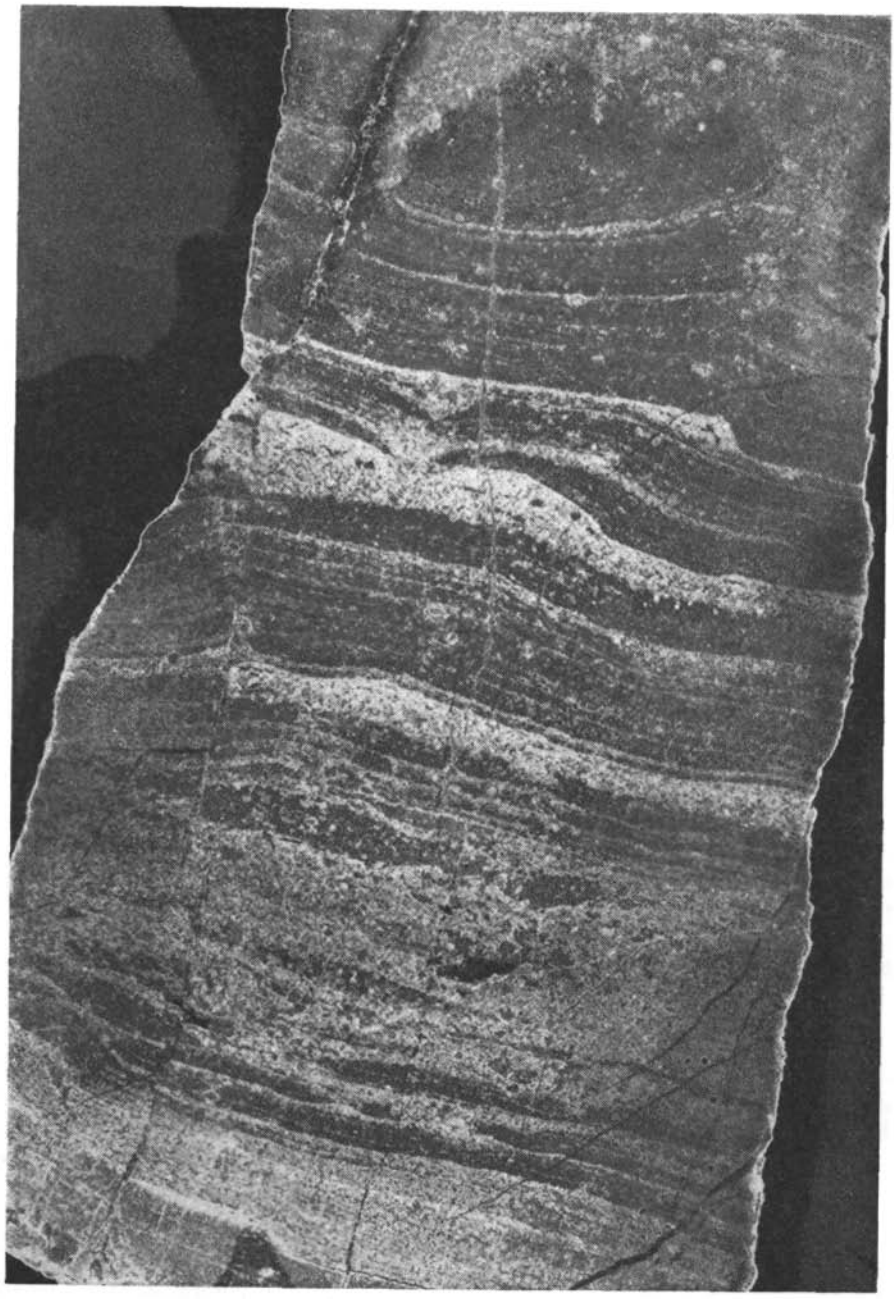


Abb. 2: Stromatolith, Wettersteinkalk; *mm*-Rhythmik, sehr feine Wechsellagerung von Kalk und Dolomit (Algenmatten); Dolomit weiß, Kalk grau. Fundort: Petzen N-Seite. Vergrößerung vierfach.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 3: Stromatolith, Wettersteinkalk; *mm*-rhythmische Wechsellagerung von dolomitischen Feinschichten (Algenmatten) und aufgearbeitetem Stromatolithmaterial; Dolomit weiß, Kalk grau.
Fundort: Petzen N-Seite. Vergrößerung vierfach.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2. Lagunenfazies

Unter Lagune ist der durch das Riff vom offenen Meer (Becken) abgetrennte, relativ flache Ablagerungsraum zu verstehen, dessen Sedimente in einem bestimmten Sedimentationsrhythmus entstanden sind. Lateral wie vertikal lassen sich Faziesänderungen erkennen, die durch verschiedene faziesprägende Faktoren, wie wechselnde Strömungsintensität, Wassertiefe, Salinität oder periodische Meeresspiegelschwankungen, verursacht werden. Als typisches Gestein der Lagunenfazies sind die Stromatolithe zu betrachten, die nach B. W. Logan (1964) als organo-sedimentäre Gesteine zu definieren sind, welche aus Algenmatten, die feine Sedimentteilchen binden, entstehen. Zur Lagunenfazies gehören die markant gebankten Kalke mit dolomitischen Zwischenschichten, die in den Karawanken eine Reihe von Berggipfeln aufbauen. Sehr im Gegensatz zu dieser vorwiegend kalkig ausgebildeten Fazies steht die zur Gänze als Dolomit vorliegende Lagunenfazies in der Scholle Wettersteindolomit im Leppen Graben.

a) Wettersteindolomit beim Gasthaus Rastotschnik (Leppen Graben):

Er ist von hellgrauer Farbe und zeigt eine nur mehr undeutlich erkennbare Bankung. Dieser Dolomit enthält 20 Tufflagen, die an der Straße östlich Rastotschnik gut aufgeschlossen sind. Die Tufflagen folgen in Abständen von zirka 0·5—2 *m* und bis zu 25 *m* übereinander. Sie liegen parallel zur Bankung und sind mehrere Millimeter bis zirka 15 *cm* mächtig. Die Tuffe bilden ein hellgrünes, toniges Gestein, dessen Tuffnatur durch L. Kostelka & W. Siegl (1967) nachgewiesen wurde. Vier ähnliche Tufflagen wurden auch im tiefen Wettersteinkalk an der Straße südlich Globasnitz gefunden. Im Bereich der Tuffe ist der Dolomit häufig grün gefärbt. Ein Dünnschliff davon zeigte, daß der Dolomit stark umkristallisiert ist und daher als Dolosparit zu bezeichnen ist. In den Intergranularen liegt eine feine, nicht näher aufzulösende hellgrüne Substanz.

Mehrfach kommen Stromatolithlagen mit einem typischen Gefüge vor. Dieser Faziestyp wurde von A. G. Fischer (1964) als Loferit bezeichnet. R. L. Folk (1962) verwendete dafür den Begriff Dismikrit, der sich auch bei E. Flügel & M. Kirchmayr (1963) und bei K. Germann (1966) findet. Das wesentliche Merkmal an diesem Faziestyp ist das Hohlraumgefüge, das von G. E. Tebbutt et al. (1965) als laminares Fenstergefüge (LF-Gefüge) beschrieben wurde. Dieses Gestein ist aus Algenmatten hervorgegangen. Die Hohlräume werden auf ein Trockenfallen des Sedimentes und Schrumpfung infolge Austrocknen zurückgeführt. Die ausspatisierten Kleinhöhlen können unregelmäßig verteilt sein (LF-Gefüge, Typ B) oder parallel ss liegen (LF-Gefüge, Typ A). Die Hohlräume zeigen häufig eine Internsedimentation, sog. Sandfang. Sie sind etwa zur Hälfte mit einem dunklen Kalkschlamm ausgefüllt, das Restvolumen ist ausspatisiert. Dadurch entstehen fossile Wasserwaagen, die ein eindeutiges Oben und Unten während der Sedimentation erkennen lassen.

Es gibt in diesem Profil einen zirka 30 *cm* mächtigen Horizont mit sehr ausgeprägtem LF-Gefüge, Typ A. Schon am Handstück sind die Geopetalgefüge gut erkennbar, die vielfach eine leichte Verstellung erfahren haben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Hohlräume sind bei einer Höhe von 1 bis 2 *mm* bis zu mehreren Zentimetern lang. Aus diesem Gefüge läßt sich einwandfrei eine inverse Lagerung dieses Dolomites ablesen. Die Tuffe sind teilweise an die Stromatolithe gebunden, letztere haben dadurch eine grünliche Farbe erhalten. Die mit den Tuffen verbundenen Stromatolithe haben meist das LF-Gefüge, Typ B. In diesen Kleinhöhlen bildete sich auch Pyrit, u. zw. immer in einem bestimmten Niveau. Kurz vor dem Ende der Intersedimentation wurde unter kurzfristig auftretenden reduzierenden Bedingungen Schwefelkies gebildet.

Diese Dolomite wurden in einem Flachmeer in der Art einer Lagune abgelagert. Sowohl aus den Stromatolithen als auch aus den Tufflagen ergibt sich ein bestimmter Sedimentationsrhythmus. Die Tuffeinstreuungen erfolgten z. T. gleichzeitig mit der Bildung der Algenmatten.

b) Die gebankte Kalkfazies des mittleren Wettersteinkalkes

Diese hat die größte Mächtigkeit auf der Petzen und am Obir und geht auf der Südseite dieser Berge in zirka 1500—1800 *m* SH innerhalb eines begrenzten Bereiches aus der Riffschutt-Fazies hervor. Diese Kalke kommen noch in geringerer Mächtigkeit auf der Oistra, an der Nordseite des Sittersdorfer Berges und im Bereich Kunet Graben—Altberg vor. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke liegt häufig etwas unter 1 *m*, teilweise auch darüber.

Der Hauptteil der Kalke besteht aus Calcisiltiten, die eine feinkörnige, kaum umkristallisierte oder dolomitisierte Kalkfazies darstellen. Die Zahl der Resedimente ist gering und der Energie-Index daher niedrig. Daraus ergeben sich Sedimentationsbedingungen in einem ruhigen, kaum durchströmten Ablagerungsraum. Es fällt auf, daß man in diesen Kalken keinerlei Feinschichtung findet. Nach Beobachtungen von H. E. Reineck (1963) kann die wühlende Tätigkeit von Tieren besonders im ruhigen Wasser auf meerische Ablagerungen völlig entschichtend wirken. In ähnlicher Weise läßt sich auch für diese Kalkfazies eine sekundäre Entschichtung annehmen. Dafür sprechen eine Reihe von Ungleichförmigkeiten im Sediment. Bei mikroskopischer Untersuchung lassen sich im Sediment homogene, gleichförmig aus Calcisiltit bestehende Bereiche unterscheiden, die in solche übergehen, die stark von kleinen unregelmäßigen Hohlräumen durchsetzt sind. Die mit Spatit gefüllten Hohlräume sind im Gegensatz zu den LF-Gefügen gegen das Sediment unscharf begrenzt.

Aus den Calcisiltiten entwickeln sich sehr häufig Arenite, die zeigen, daß der Ablagerungsraum periodisch stärker durchströmt war. Die arenitischen Resedimente sind Aufarbeitungsprodukte des feinkörnigen Sedimentes.

c) Zur Algenkalk-Fazies

Den Calcisiltiten sind feinschichtig-dolomitische Kalke (Camgite nach Sander, 1936) eingeschaltet. Die Feinschichtung kommt durch eine feinrhythmische Wechsellagerung von Kalk und Dolomit (Abb. 2) zustande. Es ist eine wichtige Beobachtung (Germann, 1967), daß die Dolomitisierung im Wettersteinkalk vielfach an organische Strukturen, besonders an Algenmatten, gebunden ist. Die Feinschichtung wie die Dolomitisierung ist auf eine Feinrhythmik zurückzuführen, die durch eine abwechselnde

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bildung von Algenlagen und Kalksediment bestimmt wird. Meist sind die Algenlagen wellig verbogen und zerfallen zu einem feinen Siltit, so daß das primäre Algengefüge verlorengeht.

Unter den Algenkalken gibt es verschiedene ineinander übergehende Typen. Die feinschichtigen Algenlagen sind teilweise aufgearbeitet und es entstehen dolomitische Krusten und Umkrustungen. Zerstörte dolomitische Algenlagen mit anhaftenden Sedimentteilchen bilden Resedimente mit feinkavernösem Aussehen, das besonders bei Färbung und Ätzung deutlich hervortritt. Häufig sind Kalkresedimente von dolomitischen Algenkrusten umgeben. Anschliffe zeigen oft eine Wechsellagerung von leicht verstellten und wenig zerstörten Algenlagen und dolomitischen Resedimenten arenitischer bis ruditischer Korngröße (Abb. 3). Dieser Faziestyp kann durch Zunahme der Aufarbeitungsintensität in eine Algen-Resediment-Fazies übergehen. Es entstehen Algen-doloarenobis Algen-dolorudo-spatite. Die Komponenten sind schlecht gerundet bis kantig und haben einen ⌀ bis zu ½ *cm*. In einigen der Resedimente waren eine Reihe von dünnen, leicht gekrümmten, weiß-gelblichen Fäden zu beobachten. Es ist anzunehmen, daß diese Algenfilamente Reste der ursprünglichen Algenstruktur darstellen.

Von einzelnen feinen Algenlagen und deren Aufarbeitungsprodukten gibt es Übergänge zu Stromatolithen mit der kennzeichnenden Kräuselschichtung. Die Gefüge wurden von B. W. Logan et al. (1964) nach beschreibend-geometrischen Gesichtspunkten erfaßt. Häufig zu finden sind die LLH-Formen mit lateral eng- bis weitständig aufeinanderfolgenden, halbkugelartigen Kuppeln (Krautkopf-Lamellen-Gefüge nach Sander, 1936) (Abb. 4).

Onkolithe bzw. SS-Formen nach B. W. Logan et al. wurden keine gefunden. Doch Oolithe mit Überleitungen zu Pisolithen sind häufig. Als Ooide werden Gefügekörner mit einem durch anorganische Anlagerung entstandenen konzentrisch-schaligen Aufbau bezeichnet, die einen ⌀ bis zu 2 *mm* haben. Pisoide sind ähnlicher Entstehung, haben aber einen ⌀, der nach eigenen Beobachtungen bis zu 1—2 *cm* betragen kann. Dieser Faziestyp ist z. B. westlich des Rischberges bei der Jagdhütte (K 1513), in dem allerdings schlecht aufgeschlossenen Waldgebiet häufig zu finden. Auch im Gebiet des Obirs wurden immer wieder Pisolithe gefunden. Abb. 5 soll einen Eindruck von diesem Gestein vermitteln. Da man keine Trennungslinie zwischen Ooiden und Pisoiden ziehen kann und letztere auch vorherrschen, soll hier nur von Pisoiden gesprochen werden.

Sie liegen in verschiedener Ausbildung vor. Es sind solche mit und ohne Kern zu unterscheiden. Die Größe ist von dem zentralen Kern abhängig. Die Kerne können von einfachen und mehreren Komponenten oder auch von synsedimentär verbackenen Kornaggregaten gebildet werden. Der größte ⌀ eines Kernes betrug 0·7 *mm*, der aus arentischen Komponenten und Spatit als Matrix bestand. Die Kerne sind von milchigweißer Farbe und stark dolomitisiert. Sie sind als Aufarbeitungsprodukte von Stromatolithen aufzufassen.

Die Hülle besteht aus konzentrischen Ringen, welche die Umrisse des Kernes vielfach genau nachbilden. Sie enthalten einzelne feine dolomitische

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

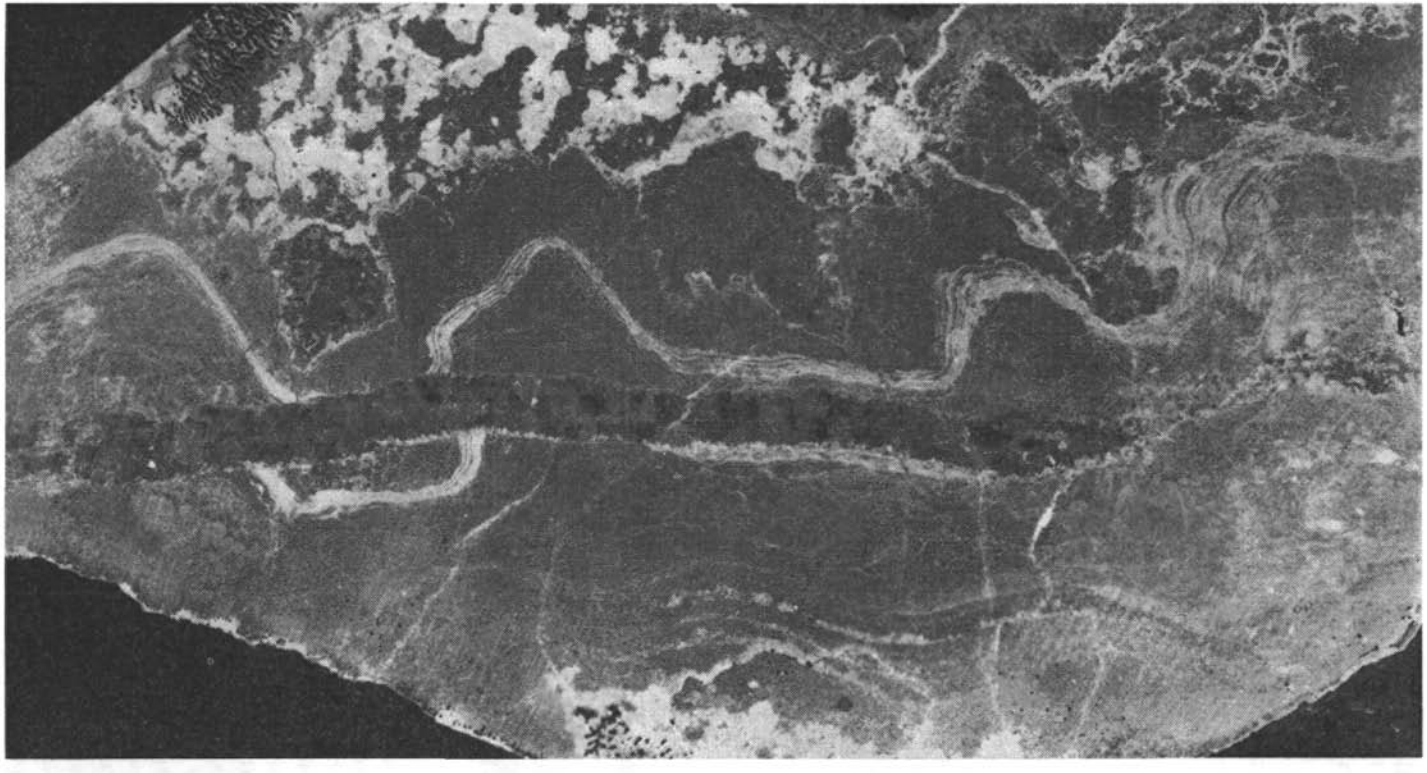


Abb. 4: Stromatolith, Wettersteinkalk; LLH-Gefüge, von einem ss-parallel liegendem Hohlraum (sheet crack) durchschnitten, darüber und darunter ein laminares Fenstergefüge Typ B (unregelmäßig verteilte Hohlräume, LF — B); Dolomit weiß, Kalk grau. Fundort: Obir SE-Seite. Vergrößerung vierfach.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ringe, die wahrscheinlich auf feine Algenkrusten zurückgehen. Der Großteil der Hülle aber zeigt keine biogene Anlagerung, die für die Onkoide charakteristisch ist. Die Pisoide sind in der Form rundlich bis oval oder länglich gestreckt und immer etwas unregelmäßig. Manche sind asymmetrisch gebaut und zeigen eine verschiedene Dicke der Hülle. Häufig sind Fragmente von Pisoiden. Die Matrix ist Spatit.

Pisolithe sind gute Faziesanzeiger und erlauben einen Schluß auf einen seichten, stark durchströmten Ablagerungsraum.

Die Stromatolithe mit LF-Gefüge sind im mächtigen mittleren Teil des Wettersteinkalkes ebenfalls häufig. In einem Stollen nördlich des Kolscha Berghauses (SH 1100 *m*) ist ein 30 *cm* mächtiger Horizont mit ausgeprägtem LF-Gefüge aufgeschlossen. An einer Reihe von anderen Stellen findet man ähnliche, etwa 5—15 *cm* mächtige Lagen.

Kalkalgen, mit denen sich E. Ott (1967) beschäftigt hat, die bei diesen Arbeiten aber nicht bestimmt wurden, waren an vielen Stellen zu finden, z. B. in der Nähe des Gipfelkreuzes der Petzen oder auf dem Weg von der Obir-Hütte zum Wildensteiner Wasserfall. Am besten zu sehen sind Kalkalgen (Diploporen) an der Straße südlich Globasnitz (zirka 800 *m* SH), wo sie Teile einer über einige Meterzehner anhaltenden rhythmischen Wechselfolge von Kalken und Stromatolithen sind. Die Kalkalgen bilden eine Reihe von 1 bis 2 *dm* mächtigen Bänken, die sich aus Stromatolithen entwickeln und nach oben wieder von diesen abgelöst werden. Die Stromatolithe stehen in sedimentärer Wechselbeziehung mit Kalken. In diesem Profil liegt ein Teilbereich des unteren Wettersteinkalkes mit einer eigenen zyklischen Abfolge vor, in die auch vier Tufflagen einbezogen sind. Die Tuffe, von L. Kostelka & W. Siegl (1966) untersucht, sind tonig ausgebildet und von hellgrüner Farbe.

d) Der hangende Wettersteinkalk

Der hangende Wettersteinkalk als der Träger der Vererzung ist durch einen eigenen Sedimentationsrhythmus gekennzeichnet. Es gibt für ihn Leitschichten, die sog. „milchigen Bänke" und die schwarzen Breccien.

1. Die aus Bleiberg bekannten milchigen Bänke sind mikrofaziell gesehen Stromatolithe mit verschiedenen Gefügen, unter den die LF-Gefüge am häufigsten sind. Die s-parallel liegenden Spatitareale beim Typ A zeigen in den untersuchten Anschliffen eine Dicke von 0·4 *cm* bis zu Bruchteilen eines Millimeters. Man kann hier verschiedene Stadien bzw. Grade des s-parallelen Aufblätterns eines Sedimentes sehen (Abb. 6). Häufig sind feine ausspatisierte Risse senkrecht s, an denen kleine paradiagenentische Verstellungen und Setzungen oft nur um *mm*-Beträge vor sich gegangen sind. Es kommt auch zu einem breccienartigen Zerbrechen einzelner Lagen in Komponenten arenitischer bis ruditischer Korngröße mit Spatit als Matrix. Bei dem LF-Gefüge Typ B haben die unregelmäßig verteilten Hohlräume unregelmäßige Form und sind scharf begrenzt. G. E. Tebutt et al. (1965) unterschieden hier zwei Untertypen, die sehr häufig zu finden sind. Während Typ B-I aus Siltit mit geringem Detritusgehalt besteht, ist der andere (Typ B-II) hochdetritisch. Zwischen beiden Untertypen gibt es Übergänge.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Ein Anschliff bestand in der unteren Hälfte aus einem invers gradierten Gefüge mit einem mehrfachen Wechsel von feineren zu gröberen Komponenten. Aus der spatitischen Matrix ergibt sich ein hoher Energie-Index bzw. eine starke Wasserbewegung. Nach oben gehen ruditische Komponenten ohne scharfe Grenze in einen Stromatolith mit LF-Gefüge Typ B-I über. Einige Hohlräume zeigen fossile Wasserwaagen, aus denen die inverse Gradierung einwandfrei hervorgeht (Abb. 7). Für diese Stromatolith-Fazies scheinen sedimentologische Änderungen innerhalb eines relativ kurzen Zeitraumes sehr bezeichnend zu sein. Schon innerhalb von *mm*- bis *cm*-Bereichen gibt es Unterschiede.

Bei den LF-Gefügen sind solche mit und ohne fossile Wasserwaagen zu unterscheiden.

In einem anderen Stromatolith-Typ sind Kornaggregate synsedimentär verbacken und es bilden sich Klümpchen oder Algenlumps (Abb. 8). Diese zeigen unregelmäßige Umrisse und unregelmäßige Internstruktur. Die Klümpchen lassen sich vielfach in größere und kleinere Komponenten, die zu Aggregaten verbunden sind auflösen. In einer größeren Komponente war eine spiralenartige Internstruktur zu erkennen.

Pisolithe, wie sie bereits aus dem mittleren Wettersteinkalk beschrieben wurden, kommen in gleicher Weise auch im hangenden vor. Im vererzten Wettersteinkalk auf der SE-Seite des Obirs wurden auch Onkoide gefunden. Die Onkoide sind einige Millimeter bis über 1 *cm* groß und haben runde bis ovale Gestalt oder sind länglich gestreckt. Vielfach haben sie keine Kerne. In einigen befindet sich im Zentrum eine dunkler gefärbte Komponente, die als Resediment zu deuten ist, welche umkrustet wurde. Es gibt keine deutliche Grenze zwischen Kern und Hülle. Das Gefüge eines Anschliffes ergab deutlich, daß dieses Gestein in einem stärker bewegten Wasser entstanden ist, da die Zahl der Resedimente sehr groß ist und die Matrix aus Spatit besteht. Dies spricht für einen höheren Energie-Index. Außerdem kommen länglich gestreckte mit Calcit ausgefüllte Hohlräume vor. Das Gestein ist als Areno- bis Rudospatit mit Onkoiden zu beschreiben.

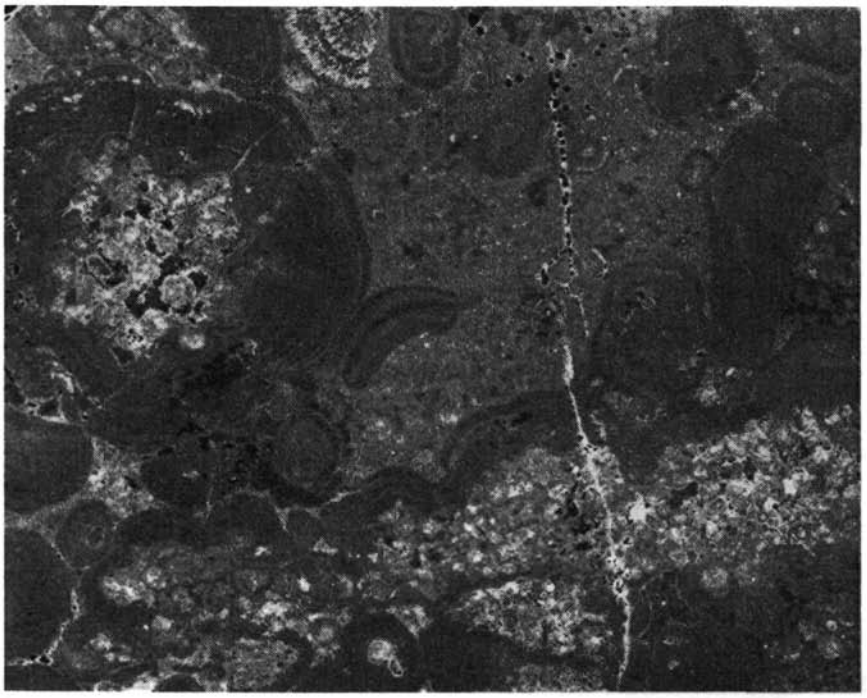
Allgemein kann man bei den Algensedimenten zwischen Algen-Biolithiten mit einer Lamellierung, die auf autochthones Algenwachstum zurückgeht und nicht lamellierten unterscheiden, die sich durch Zerstörung von ersteren ableiten (K. H. Wolf, 1965). Zur ersten Gruppe gehören Stromatolithe mit LLH, SH und SS-Gefügen, zur zweiten jene mit LF-Gefügen. Im hangenden Wettersteinkalk treten beide auf. Doch die als

---

Abb. 5 (oben): Pisolith, Wettersteinkalk; Pisoide in verschiedener Größe und Form; teils in fein aufgearbeiteter Grundmasse, teils starke Aufarbeitung mit algenumkrusteten Komponenten in spatitischer Matrix. Biogen: Alge.
Fundort: Petzen, NW Rischberg. Vergrößerung vierfach.

Abb. 6 (unten): Stromatolith, Wettersteinkalk, mit laminarem Fenstergefüge Typ A (LF — A); die ss-parallel liegenden Hohlräume werden auf ein Trockenfallen zurückgeführt; Risse senkrecht ss, an denen auch kleine Verstellungen im *mm*-Bereich erfolgten; Dolomit weiß, Calcit schwarz.
Fundort: Petzen, Kolscha Berghaus. Vergrößerung vierfach.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Text zur Abb. 5 und 6 siehe Seite 209.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

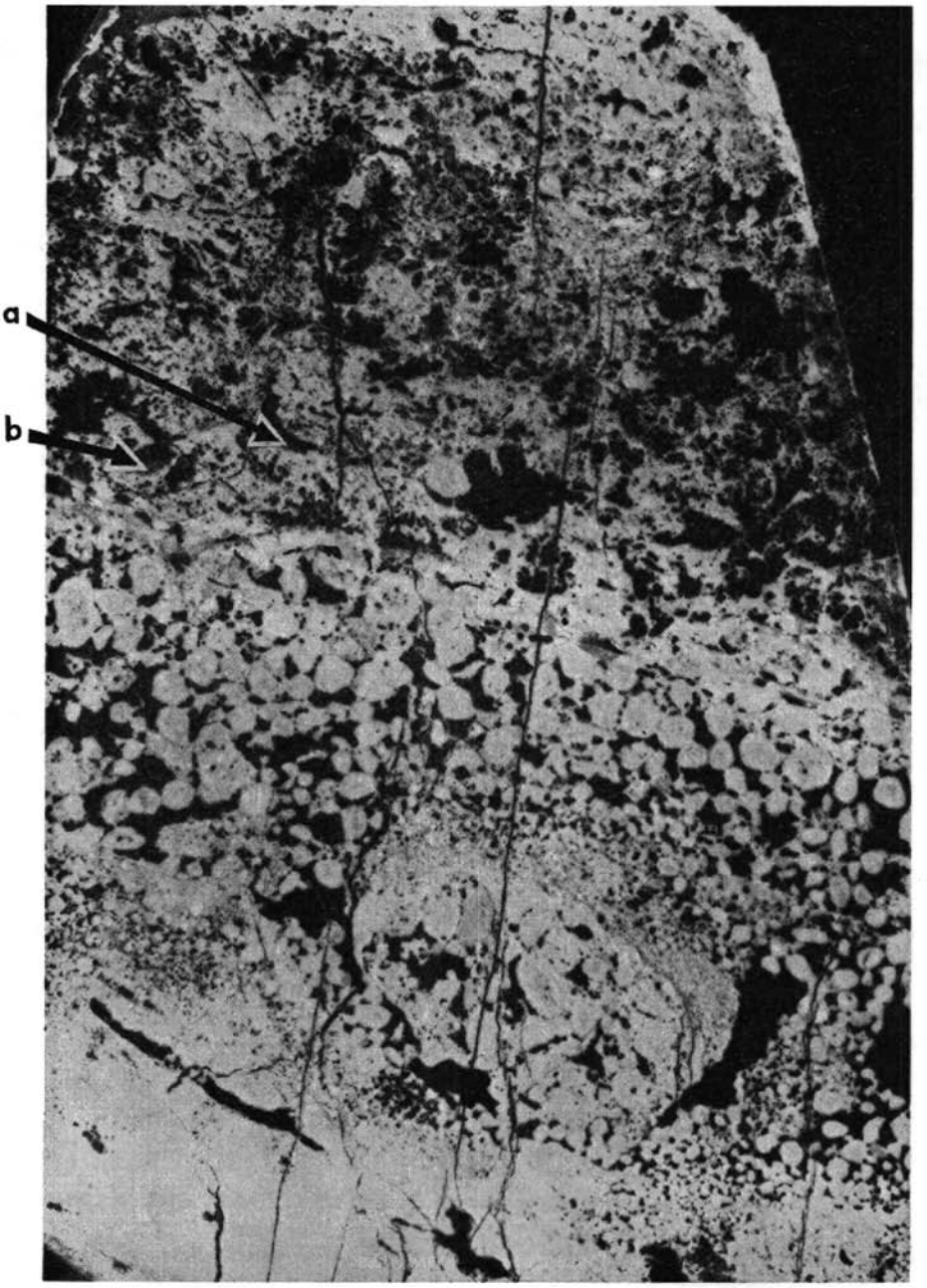


Abb. 7: Stromatolith, Wettersteinkalk; unterer Teil mit inverser Gradierung des aufgearbeiteten Algensedimentes, Übergang nach oben in Stromatolith mit laminarem Fenstergefüge Typ B; fossile Wasserwaagen (siehe Pfeile); Dolomit weiß, Calcit schwarz. Fundort: Petzen, Kolscha Berghaus. Vergrößerung vierfach.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

„milchige" Bänke bekannten Stromatolithe weisen meist das LF-Gefüge auf.

In vielen Fällen wurde das Algensediment zur Gänze aufgearbeitet und es entstanden Arenite und Rudite. Vielfach ist bei diesen eine schwache Gradierung gegeben. Die Komponenten mit einem ∅ von mehreren Millimetern bis etwa 1 *cm* sind meist gut gerundet. Häufig kommen auch Feinbreccien mit eckigen Komponenten ruditischer Korngröße vor.

Ein wesentliches Merkmal der Stromatolithe ist die frühdiagentische Dolomitisierung, die A. G. Fischer vom Dachsteinkalk anschaulich beschrieben hat und im Wettersteinkalk ganz ähnlich ist. Die Spatitareale bei den LF-Gefügen sind frei von Dolomit oder enthalten nur geringfügige Dolomitsprossungen, während das Algensediment völlig dolomitisiert wurde. Es ergibt sich daraus, daß die Dolomitisierung bereits vor der Spatisation erfolgt ist.

2. Das andere hangenden Wettersteinkalk anzeigende Gestein sind die schwarzen Breccien, die z. B. in einem Stollen beim Kolscha Berghaus anstehen oder als Gerölle beim Bergbaurevier Rischberg zu finden sind. Sie sind auch Leitschichten im vererzten Wettersteinkalk des Obirs.

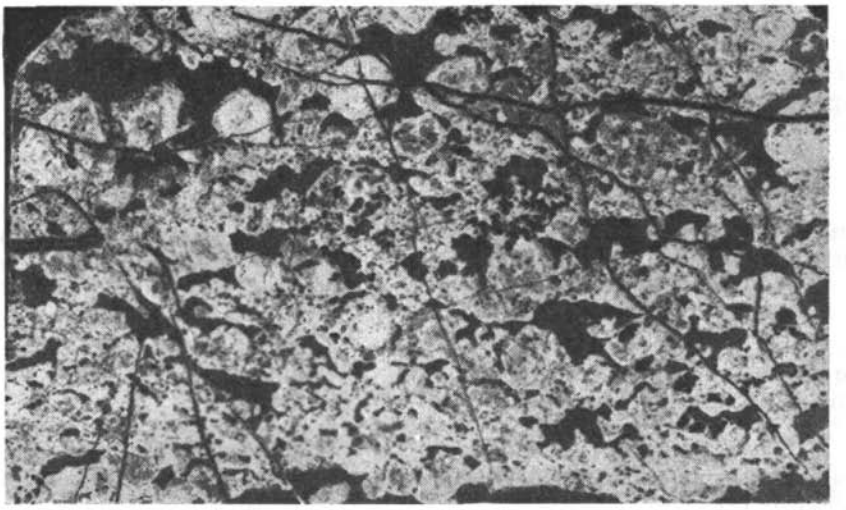
Die 10—15 *cm* mächtige Breccie in dem Stollen beim Kolscha Berghaus beginnt mit Arenospatit, dessen Komponenten gut gerundet sind. Darüber folgt eine *mm*-dünne Tonlage, über dieser die eigentliche Breccie, die als Rudospatit zu definieren ist. Sie besteht aus Komponenten mit einem ∅ meist kleiner als 0·5 *cm*, der ∅ einer einzelnen Komponente betrug 1·2 *cm*. Die besonderen Merkmale der Komponenten sind Rundungsgrad, unterschiedliche Dunkelfärbung und meist ein ausgeprägtes Interngefüge. Rundungsgrad und Sphärizität sind im allgemeinen gering. Die Werte nach dem Schaubild von Krumbein & Sloss (1956) betragen 0·1—0·5/0·7. Die Komponenten einer Grobbreccie vom Rischberg mit einem ∅ der Komponenten von 1 bis 2 *cm* zeigten eine etwas bessere Rundung, die Werte betrugen hier 0·3/0·3—0·9. Mit der Färbung hat sich Eppensteiner (1963—1964) eingehend auseinander gesetzt. Man findet Komponenten von hellgelber, bräunlicher bis schwarzer Farbe, zwischen den einzelnen Farben gibt es alle Übergänge. Auch innerhalb einer Komponente gibt es verschiedene ineinander übergehende Schattierungen. Das Interngefüge ist sehr mannigfaltig und komplex. Vielfach sind die größeren Komponenten aus einer Anzahl kleinerer (Resedimenten, Rundkörperchen) aufgebaut. Feinschichtung ist häufig, auch Komponenten mit LF-Gefüge kommen vor. Die Dolomitisierung liefert eine weitere Charakterisierung. Die Komponenten vom Kolscha Berghaus zeigen gelbe dolomitische Um-

---

Abb. 8: *Stromatolith, Wettersteinkalk; Algenlumps, synsedimentär verbackene Kornaggregate, die von Algenmatten herzuleiten sind; laminares Fenstergefüge; Dolomit weiß, Calcit schwarz.*
Fundort: Petzen, Kolscha Berghaus. Vergrößerung vierfach.

Abb. 9: Schwarze Breccie, Wettersteinkalk; große dunkle, z. T. dolomitisierte Komponenten, feine teilweise aufgearbeitete dolomitisierte Matrix (weiß).
Fundort: Petzen, Rischberg. Vergrößerung vierfach.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Text zur Abb. 8 und 9 siehe Seite 212.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

krustungen, die mit scharfer Grenze am Außenrand der Komponente ansetzen und nach außen fransenartig angelöst sind. Diese gelblichen Krusten verbinden oft mehrere Komponenten und es entstehen zusammenhängende Aggregate. Auch die Komponenten können dolomitisiert sein. Auffallend bei der Breccie vom Kolscha Berghaus sind zahlreiche fossile Wasserwaagen.

Bei der Breccie vom Rischberg liegen die Komponenten in einer tonigen, grünlichen oder gelblich-braunen Grundmasse, die z. T. stark dolomitisiert ist (Abb. 9). Die Grundmasse ist jedoch nicht gleichmäßig ausgebildet, sondern mehr oder weniger in sich aufgearbeitet. Es sind homogenere Bereiche und Bereiche mit stärkerer Auflösung in arenitische Komponenten mit spatitischer Matrix zu unterscheiden. Zum allgemeinen Bild der Breccie kommen noch bis ½ *cm* große mit weißem Calcit gefüllte Hohlräume. Geopetalgefüge wurden hier keine gefunden.

3. Die Fazies des hangenden Wettersteinkalkes ist nicht immer gleichmäßig ausgebildet, es gibt Unterschiede in der Mächtigkeit wie in Einzelheiten der Fazies. Im bearbeiteten Gebiet lassen sich drei Faziesbereiche unterschieden, zu deren ersten die eben beschriebene gehört, die auf der Petzen Nordseite, am Rischberg und am SE-Abhang des Obirs entwickelt ist. Der zweite Bereich umfaßt das Gebiet der Nordseite des Sittersdorfer Berges. Östlich Micheutz ist diese eigene Fazies, die im wesentlichen eine Dolomitfazies ist, an einer neuen Straße gut aufgeschlossen. Der hangende Wettersteinkalk ist hier zirka 60 *m* mächtig, während er normal, z. B. auf der Petzen, etwa doppelt so mächtig ist. Die Bergkuppe östlich Micheutz (K 1027) besteht aus dickbankigen Kalken, die noch zum mittleren Wettersteinkalk zu rechnen sind. Darüber setzt morphologisch gut erkennbar die Dolomitfazies ein, die Blei-Zink-Erze führt. In höheren Teilen dieses Profils geht der Dolomit in mehrere Meter mächtige Kalke über, die Stromatolithe mit LF-Gefüge enthalten. Die hangenden acht Meter bestehen wieder aus Dolomit, der von den Raibler Schichten überlagert wird. Der Dolomit ist teilweise stark umkristallisiert. Man findet in ihm keine Gefüge, die auf Stromatolithe hinweisen würden, wie sie im Dolomit bei Rastotschnik vorkommen. Es läßt sich in diesem Faziesbereich kein mehrfacher Sedimentationsrhythmus mit Stromatolithen und schwarzen Breccien feststellen.

Der dritte Faziesbereich liegt auf der Obir-Ostseite und ist durch das häufige Auftreten von Megalodonten charakterisiert. Es fällt in diesem Bereich besonders die große Ähnlichkeit oder fast Gleichheit mit den von A. G. Fischer (1964) aus dem Dachsteinkalk beschriebenen Zyklen auf. Daß es sich in diesem Fall um Wettersteinkalk handelt ergibt sich aus den Funden von Kalkalgen. Nach E. Ott (1967) ist *Poikoloporella duplicata* die wichtige leitende Kalkalge im oberen Wettersteinkalk, als deren Begleiter auch Megalodonten erwähnt werden.

An den Straßen bei der Grafensteiner Alm und an der vom Kunet Graben (K 1107) nach ESE führenden Straße, die zu der nördlich des Repnik Grabens liegenden Kalkscholle führt, lassen sich viele Beobachtungen zur zyklischen Sedimentation machen. Den Hauptbestandteil bilden die Megalodonten-führenden Kalke, die Calcisiltite bis Calciarenite

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sind. Nach A. G. Fischer sind diese im Dachsteinkalk in einer nur einige Meter tiefen Lagune entstanden.

Diese Kalke gehen häufig in Stromatolithe mit LLH-Gefüge über mit einer besonders bei Anwitterung sehr klar hervortretenden Feinschichtung. Sedimentologisch sind die LLH-Gefüge mit den LF-Gefügen eng verbunden. Ein Anschliff eines Handstückes (siehe Abb. 4) beginnt unten mit einem LF-Gefüge, aus dem sich das LLH-Gefüge mit wellen- und kuppelartiger Struktur, die 3 *cm* umfaßt, entwickelt. Dieses Gefüge ist durch eine s-parallel liegende Calcit-Hohlraumausfüllung (sheet crack nach A. G. Fischer) durchschnitten. Es setzt erneut ein LF-Gefüge ein (1—2 *cm*), über dem feinschichtige dolomitische und kalkige Lagen folgen (1 *cm*) und erneut ein LF-Gefüge.

In enger Verbindung mit den Stromatolithen, besonders mit dem LF-Gefüge, stehen schwarze Breccien, die aus diesen hervorgehen bzw. durch eine Sutur mit diesen verbunden sind. Die Mächtigkeiten der Breccien betragen 1 *cm* bis über 1 *dm*. Auch *mm*-dünne bituminöse Lagen, die Pyrit führen, wurden beobachtet.

Zu dieser zyklischen Abfolge gehören auch grünlich bis hellbraun gefärbte, kalkig-mergelige Lagen. Die genauere Untersuchung ergab einen brecciösen Charakter dieses Gesteins, das als Dolo-areno-siltit zu bezeichnen ist. Die Komponenten leiten sich wahrscheinlich von Stromatolithen ab, da sie völlig dolomitisiert sind. Die kalkig-mergelige Matrix ist hellgrün gefärbt. Auch feingeschichtete Mergellagen sind zu beobachten. Diese Gesteine zeigen einen kurzzeitig stärker tonig beeinflußten Sedimentationsabschnitt an.

Das Vorkommen von Schollenresedimenten, die eine Größe von Zentimetern bis über 1 *dm* erreichen, sprechen für sehr starke Wasserbewegung, wobei man an Sturmfluten denken könnte.

Ein auffallendes Merkmal dieser Fazies sind Hohlräume, die Ähnlichkeit mit den Großoolithen in der Riffschutt-Fazies haben. Es gibt mit Calcit gefüllte Hohlräume, die s-parallel liegen, bis zu mehreren Dezimeter lang sind und einige Millimeter bis über 1 *cm* dick sind. Andere verlaufen senkrecht zu ss. Häufig sind Millimeter bis mehrere Zentimeter große Hohlräume, die unregelmäßig verteilt liegen. Diese Hohlraumgefüge sind im Prinzip mit den LF-Gefügen Typ A und B gleichzusetzen, es liegt hier nur eine andere Größenordnung vor. Diese Gefüge sind in gleicher Weise durch Trockenfallen des Sedimentes und Schrumpfung zu erklären. Es wird hier der Deutung A. G. Fischers gefolgt.

3. Fazies und Vererzung

Der hangende Wettersteinkalk zeigt das Bild eines eng-rhythmischen Fazieswechsels. In einem 60 *m* langen Stollen beim Kolscha Berghaus waren eine Breccie und zwölf Stromatolithlagen mit Mächtigkeiten von 5 bis 20 *cm*, ein Horizont war 35 *cm*, ein anderer 1 *m* mächtig, zu beobachten. Die Abstände, mit denen diese Lagen übereinander folgen, betragen 0,5—11 *m*. Es liegt ein bestimmter mehrfach sich wiederholender Sedimentationszyklus vor, wie ihn z. B. auch A. G. Fischer (1964) oder

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

L. F. Laporte et al. (1967) beschrieben haben. Beide Autoren führen diese Rhythmik auf periodische Meeresspiegelschwankungen zurück, welche in gleicher Weise für den Wettersteinkalk anzunehmen sind. Diese Schwankungen kann man mit synsedimentären Bewegungen in der Lagune erklären.

Es sind mehrere Faziestypen zu unterscheiden, denen ein bestimmter Ablagerungsraum zukommt. Die Kalke zwischen den Stromatolithen bzw. den schwarzen Breccien sind Calcisiltite bis -arenite, die faziell vergleichbar sind den gebankten Kalken des mittleren Wettersteinkalkes. Es ist mit A. G. Fischer anzunehmen, daß die normale Sedimentation in einem lagunären Flachmeer vor sich ging, zu der die Calcisiltite gehören, welche durch Meeresspiegelschwankungen unterbrochen wurde. Das Wattsediment-Stadium war, wie sich aus den geringen Mächtigkeiten der Stromatolith-Fazies ergibt, von relativ kurzer Dauer. Mit dem Trockenfallen des Algensedimentes wird das Ende eines Zyklus erreicht. Besonders in dieser Zeit des Grodenstadiums erfolgt die Zerstörung des primären sedimentären Gefüges. Gerade in dieser Zone sind nach B. W. Logan et al. (1964) häufig Breccien und Konglomerate zu finden. A. G. Fischer nimmt für den Dachsteinkalk eine Amplitude der Meeresspiegelschwankungen von einigen Metern bis etwa 10—15 *m* an. Im hangenden Wettersteinkalk ist wahrscheinlich mit ähnlichen Beträgen zu rechnen.

Auch die schwarzen Breccien sind in das Schema der zyklischen Sedimentation einzubeziehen und in eine enge genetische Beziehung zu den Stromatolithen zu bringen. Es ist anzunehmen, daß sich ein dunkler, etwas bituminöser Kalkschlamm in einem stagnierenden Seichtwasser sehr nahe der Wasseroberfläche gebildet hat. Diese primär nur geringmächtige Schicht wurde zur Gänze aufgearbeitet und die eckigen Komponenten resedimentiert. Vielfach wurde beobachtet, daß die Breccien unmittelbar an Stromatolithe mit LF-Gefüge grenzen. Die Mergellagen zeigen einen stärker terrigenen Einfluß in der Sedimentation an. Diese Mergel mit dolomitischem Karbonatanteil treten vielfach als Grundmasse der Breccien auf. Es erscheint nicht notwendig, für die Deutung der schwarzen Breccien submarine Beben anzunehmen, wie sie vielfach postuliert wurden. Dagegen ist anzuführen, daß die Breccien nur geringmächtige Horizonte bilden und sehr gleichmäßig über eine große Erstreckung (Bleiberg—Kreuth bis zum Ursulaberg) auftreten. Sie kehren nur in einem bestimmten Sedimentationsrhythmus regelmäßig wieder.

Eine Reihe von Gefügen, wie sie z. B. W. Eppensteiner (1963—1964) oder O. Schulz (1968) beschrieben haben, lassen sich vom Gesichtspunkt einer Ablagerung in einem Wattenmeer anders deuten. Es sind im Wattbereich eine Reihe von Faktoren zu berücksichtigen, die Einfluß auf die Sedimentation haben. Zu diesen gehören nach B. W. Logan et al. (1964) periodisches Überfluten und Austrocknen, aperiodische Sturmfluten, Zeiten des Trockenliegens während Niedrigwassers, intensive Aufarbeitung bei Sturmfluten, biologische Aktivität und Begrabungen bei plötzlicher Sedimentschüttung.

Die zahlreichen Risse im Sediment und die von O. Schulz (1968) beschriebenen steilwandigen Trichter, welche geopetale Füllungen zeigen,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

können auf Trockenrisse zurückgeführt werden. Andererseits gibt es häufig schüssel- und wannenförmige Vertiefungen, die auf eine Gezeitenerosion hinweisen und als Art Priele zu deuten sind. Ähnliche Erosionsformen gibt es auch im Hauptdolomit (W.-U. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968).

In die Betrachtungen der Fazies ist auch die Vererzung mit einzubeziehen, welche, ausgehend vom Grundgedanken der synsedimentären Enstehung, ein wesentliches und vor allem wirtschaftlich bedeutendes Merkmal der Fazies darstellt. H. J. SCHNEIDER (1964) beschrieb ein allgemeingültiges Faziesschema vom Wettersteinkalk, in das die Vererzung einbezogen wurde, das auch hier als Grundlage dient. Vor allem O. SCHULZ (1968) stellte das raumrhythmische Auftreten der flächengebundenen Erzlager anschaulich dar. Die Erzlösungen sind in einem bestimmten Rhythmus, der mit der zyklischen Sedimentation parallel geht, in den Ablagerungsraum gelangt. Für jene Erzlager, die in einer engen Beziehung zu Stromatolithen oder schwarzen Breccien stehen, ergibt sich als Bildungsraum ein zeitlich begrenztes Watt-Stadium. O. SCHULZ (1968, S. 267—271) beschreibt ausführlich eine 1 *m* mächtige Zwischenschicht mit Feinschichtung, die wie die Dolomitisierung auf Algenlagen zurückzuführen ist, weiters Erscheinungen der subaquatischen Gleitung und Vererzungsspuren. Die Beziehung der Vererzung auf eine Wattsediment-Fazies wird hier sehr deutlich.

Es wäre denkbar, daß das Erz an der Wende Algenmatten-Fazies, welche in einem seichten, sauerstoffreichen Ablagerungsraum (Hochwatt) entstand, Kalkschlamm-Fazies (in einem etwas tieferen Milieu gebildet) ausgeschieden wurde.

Es sei noch kurz Stellung genommen zur Herkunft der extrusiv-hydrothermal gedeuteten Erzlösungen. Neben der schichtgebundenen Vererzung gibt es in den Bergbaugebieten der südlichen Kalkalpen auch diskordante Gänge. H. RAINER (1957) wie O. M. FRIEDRICH (1964) vermuteten in diesen Gängen die Zufuhrswege der Lösungen. Auch O. SCHULZ (1968) diskutiert diese Möglichkeit. Die Gänge beschränken sich jedoch auf den obersten Wettersteinkalk und reichen nicht in tiefere Niveaus hinab. Weiters konnten die grünen Mergel bisher nicht eindeutig als Tuffe belegt werden, so daß ein submariner Vulkanismus in der Lagune nicht nachweisbar ist. Schließlich besteht der Wettersteinkalk-Riffkomplex aus einer großen, festen Masse und die Sedimentmächtigkeit betrug vor der Zufuhr der Erzlösungen z. T. bereits mehr als 1000 *m*. Es ist daher schwer, in diesem festen Massiv mit submarinem Vulkanismus und mit submarinen Beben zu rechnen.

Die vererzten Gänge, welche O. SCHULZ (1966) als syndiagenetische Bildungen nachwies, erinnern an die von A. G. FISCHER (1964) vom Dachsteinkalk beschriebenen „Neptunian dikes". Diese Gänge haben eine Breite von mehreren Zentimetern bis über 1 *m* und sind einige Meter bis Zehnermeter tief. Für deren submarin-synsedimentäre Entstehung sprechen oft gehäuft vorkommende Brachiopoden, die sich in den Spalten z. T. noch in Wachstumsstellung befinden oder am Boden der Spalten begraben wurden. A. G. FISCHER überlegt drei Erklärungsmöglichkeiten: Tektonische Kluftbildungen, Trockenrisse großen Ausmaßes und Lösungen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

entlang von Klüften während der Regressionsphasen. Ähnliche Spalten wurden auch von F. FABRICIUS (1962), H. JURGAN (1969) und W. SCHLAGER (1969) beschrieben. Bei der Größe der Spalten im Wettersteinkalk wie in den Kalken der Ober Trias (Dachsteinkalk, Hallstätterkalk) scheint es wahrscheinlich, ähnlich wie O. SCHULZ (1966), L. KOSTELKA & O. SCHULZ (1969) oder W. SCHLAGER (1969) annehmen, in diesen synsedimentäre Spaltenbildungen zu sehen, die durch tektonische Zerrungen verursacht wurden. Diese submarin entstandenen Spalten haben aber nichts mit den Aufstiegswegen der Lösungen zu tun.

Über das Woher der Erzlösungen gibt es verschiedene Hypothesen, auf eine soll kurz eingegangen werden. H. HOLLER (1936, S. 77—80) wies auf die Anordnung der Lagerstätten entlang der alpin-dinarischen Linie hin und vermutete in dieser die Aufstiegswege der Lösungen. Diese Argumente der großen Ost—West-Erstreckung der Erze etwa parallel zu diesem Lineament scheinen sehr stichhältig zu sein. Diese Störung hat aber kein junges (tertiäres) Alter, wie H. HOLLER damals annahm, sondern bestand wahrscheinlich schon seit dem Jungpaläozoikum. Eine Beziehung der Erzlösungen auf die alpin-dinarische Linie wäre denkbar.

4. Die Bergbaugebiete

In den Ost-Karawanken gibt es im hangenden Wettersteinkalk eine Reihe von Blei-Zink-Vorkommen. Das östlichste Bergbaurevier liegt an der Ostseite der Petzen in der Nähe des Rischberges. Die Vererzung liegt in einer von Störungen begrenzten kleineren Scholle. Das zweite Revier, an der Nordseite der Petzen gelegen, zieht von der Traventa über Kolscha Berghaus bis zum „Spitz" an der Petzenstraße. Das dritte wesentliche Bergbaugebiet bildet der Obir mit den Revieren Fladung, Unter- und Ober Schäffler Alpe, Grafensteiner Alm, See Alpe und Hoch Obir.

5. Zur Dolomitisierung des Wettersteinkalkes

Es ist zwischen dem Dolomit der Lagunen- und der Riffschutt-Fazies zu unterscheiden. Durch Beobachtungen an rezenten Sedimenten ist die frühdiagentische Dolomitbildung im Gezeitenbereich oberhalb der mittleren Hochwasserlinie weitgehend gesichert. Die Dolomitisierung erfolgt durch kapillare Konzentration, bei der sich Porenwasser nach oben bewegt und an der Sedimentoberfläche verdunstet. Die Beziehung zwischen Dolomitisierung und Algenmatten ist auch im Wettersteinkalk ähnlich wie im Dachsteinkalk (A. G. FISCHER) eine auffallende Erscheinung. Allgemein werden flächengebundene Dolomite auch als s-Dolomite bezeichnet (CHILINGAR-BISSELL-FAIRBRIDGE (1967, S. 273).

Nördlich des Sittersdorfer Berges hat der Dolomit des hangenden Wettersteinkalkes größere Mächtigkeit und es ist keine direkte Beziehung zu Algenmatten erkennbar. Daß auch dieser Dolomit frühdiagenetisch entstand, ergibt sich aus den mehrere Meter mächtigen eingeschalteten Kalken, vor deren Sedimentation die Dolomitisierung bereits abgeschlossen war. Da Dolomite in einem stärker als normal konzentrierten Meerwasser gebildet werden, würde eine Wechselfolge von Dolomit und Kalk einer wechselnden Konzentration des Meerwassers entsprechen (H. E. USDOWSKI,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1967). Als Ursache ist eine periodische Abschnürung eines Flachmeeres anzunehmen. Diese ungeschichteten Dolomite können durch Rückfluß konzentrierter Solen erklärt werden. Man stellt sich vor (S. K. DEFEYES et al., 1965), daß eine Sole in einer abgeschlossenen Lagune etwas oberhalb der mittleren Hochwasserlinie entsteht, wo die Konzentration durch periodisches Überfluten und Verdunsten vor sich geht. Die so entstandene dichte Sole sinkt ab und fließt in tiefere Teile der Lagune, wo sie in das weiche Sediment eindringt und die Umwandlung in Dolomit bewirkt. Dadurch gehen Schichtung und Bankung verloren und die Grenze nach unten zum Kalk ist unscharf. Diese Beobachtungen sind östlich Mecheutz gut zu machen. Es scheint, daß das Gefüge bei Dolomitisierung durch kapillare Konzentration besser konserviert wird als bei Rückfluß.

Im östlichen Leppen Graben liegt eine isolierte Scholle Wettersteindolomit in Lagunenfazies vor, für die ebenfalls eine frühdiagenetische Dolomitisierung anzunehmen ist. Man könnte hier an ein Zusammenwirken von kapillarer Konzentration und Rückfluß denken.

Die Dolomitisierung der Riffe stellt man sich so vor, daß konzentrierte Solen aus der Lagune auch in Riffbereiche eindringen und dort die Dolomitisierung bewirken. In den Ost-Karawanken fällt die nur sehr regionale Dolomitisierung der Riffgesteine auf.

6. Zusammenfassung

Man kommt aufgrund der Faziesuntersuchung im Wettersteinkalk auf zwei verschiedene Sedimentationsrhythmen. Der tiefere bis mittlere Wettersteinkalk ist durch dickgebankte Calcisiltite bis -arenite gekennzeichnet, in die wesentlich seltener als im hangenden Wettersteinkalk Stromatolithe mit LLH-, SH- und LF-Gefügen eingeschaltet sind. Die Stadien der Sedimentation im Flachmeerbereich scheinen hier länger gedauert zu haben, man findet z. B. auf dem Kamm der Petzen keine Stromatolithe, die Wassertiefen waren z. T. größer, bzw. unterschiedlicher (siehe Pisolithe), der Rhythmus weiter gespannt. Im hangenden Wettersteinkalk setzt ein auffallend anderer, engerer Sedimentationsrhythmus ein. Diese aus periodischen Meeresspiegelschwankungen resultierende Fazies kommt allgemein gesehen häufig vor und ist insofern im hangenden Wettersteinkalk kein Sonderfall, das besondere Merkmal der Fazies ist nur die Vererzung.

Es gibt wahrscheinlich primäre Unterschiede in der Mächtigkeit. Während der Wettersteinkalk auf der Petzen und am Obir eine maximale Mächtigkeit von 1200 bis 1500 *m* hat, war sie in dem Gebiet dazwischen etwa ein Viertel bis ein Drittel geringer. Die Schätzung der Mächtigkeit wird aber durch die komplizierte Tektonik sehr erschwert.

IV. Partnach-Schichten (Ladin)

Paläogeographisch gesehen war dem Wettersteinkalk-Riffkomplex nördlich wie südlich ein tieferer Ablagerungsraum, das Becken, vorgelagert. Das Sediment dieses Beckens sind die Partnach-Schichten, die gegenüber dem Wettersteinkalk relativ geringmächtig sind (siehe M. SARNTHEIN,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1967). Die Partnach-Schichten bestehen im bearbeiteten Gebiet zum Großteil aus dunklen dolomitischen Mergeln.

Südlich der Petzen, wo die südliche Riffzone des Wettersteinkalkes sehr mächtig ist, fehlt die Beckenfazies. Dies ist tektonisch bedingt, da die Grenze zum Muschelkalk sehr stark bewegt wurde, wie aus der Einschuppung von Raibler Schichten nördlich der Luscha Alm hervorgeht.

Partnach-Schichten sind östlich und westlich Riepl aufgeschlossen, wo sie direkt an den Wettersteinkalk grenzen. Es handelt sich um einförmige, dunkle dolomitische Mergel, häufig mit stahlblauen Anlauffarben. Sie zerfallen leicht feinblättrig bis bröckelig-stengelig. Örtlich haben sie auch größere Festigkeit und zeigen bei dem kompakteren Aussehen auch Feinschichtung. Leider enthalten diese Mergel weder Mikro- noch Makrofossilien, die eine stratigraphische Zuordnung ermöglichen würden. W. Resch fand nur schlechterhaltene rotalide Foraminiferen, die keine Alterseinstufung erlauben.

Weiter nach Westen fehlen die Partnach-Schichten und treten erst wieder bei Eisenkappel auf. Dort grenzen sie allerdings nicht direkt an den Wettersteinkalk, sondern liegen dem Muschelkalk auf. Ein langgestreckter Zug von Partnach-Schichten quert etwas nördlich Eisenkappel das Vellachtal und ist von hier aus in E- bis NE-Richtung etwa 3½ *km* zu verfolgen, ähnlich weit auch nach WNW. Dieser Streifen ist sehr schmal, was auf eine intensive Einengung zurückzuführen ist. In den dunklen Mergeln findet man an der Straße westlich Brunner Fossilgrus und Muschelschälchen (? *Daonella*; Bruchstücke). Auch eine Kalkbank mit Onkolithen steht hier an.

In einer von Ch. Exner beim Schwimmbad oberhalb Brunner aufgesammelten Mergelprobe wurde eine Mikrofauna (Ostracoden, Foraminiferen) gefunden (W. Fuchs, 1967), doch war keine eindeutige Einstufung möglich. Es wurde eine Einstufung ? Karn — Oberes Ladin gegeben.

Bei diesen Vorkommen von Partnach-Schichten folgen über den Mergeln als hangendster Teil fossilführende Mergelkalke. Man findet sie oberhalb Pustotnik, bei Suchar und am Waldweg östlich Teutschmann. Beim letzten Vorkommen stellen sie wahrscheinlich den Muldenkern der enggepreßten Partnachmulde dar. Die Mergelkalke enthalten an Fossilien Brachiopoden (Rhynchonellen, Terebrateln), Daonellen und Echinodermenreste (Crinoidenstielglieder, Echinidenstacheln). Das auffallendste Merkmal ist die onkolithische Ausbildung. Die Onkoide haben einen ⌀ bis zirka 2 *mm* und bestehen bei runder bis ovaler Gestalt aus zahlreichen konzentrischen Schalen. Wird ein Schälchen umkrustet, ist die Form länglich gestreckt. Im Anschliff sind häufig Filamente und Schnitte von Brachiopoden zu sehen. Bei einer Brachiopodenschale war die Füllung mit arenitischen Komponenten zu beobachten. Die Onkoide sind ziemlich verläßliche Anzeiger für Ablagerung in geringer Wassertiefe und bei stärkerer Wasserbewegung.

Da die Partnach-Mergelfazies in eine ausgesprochene Flachwasserfazies übergeht, erhebt sich die Frage nach der Tiefe des Partnach-Beckens. Es ist wahrscheinlich mit unterschiedlichen Tiefen zu rechnen. Bei den auf

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Muschelkalk aufliegenden Mergeln mit den Onkolitheinschaltungen ist eine relativ geringe Tiefe anzunehmen, so daß bei Meeresspiegelschwankungen ein Übergang in eine Flachwasserfazies möglich wird. Bei direkt an den Wettersteinkalk grenzenden Mergeln, in denen Onkolithe fehlen, kann mit einer größeren Tiefe, wie sie z. B. M. SARNTHEIN (1967) darstellt, gerechnet werden.

Südlich des Obirs gibt es vier kleinere Vorkommen von Partnach Mergeln, die infolge der großen tektonischen Störung nur geringe Mächtigkeit haben.

V. Raibler Schichten (Karn)

Da die Grenze zu den Raibler Schichten meist stark gestört ist, sind die Profile nur mehr selten zur Gänze erhalten. Man findet daher vielfach nur Profilfragmente, deren Stellung im Gesamtprofil oft schwer zu erkennen ist.

Beim Kolscha Berghaus ist vermutlich der unterste Teil des Profils noch vorhanden und der normal-stratigraphische Kontakt zum vererzten Wettersteinkalk erhalten, obwohl die Raibler Schichten nach Norden überkippt sind. Das Profil beginnt im N mit einem grauen, feingeschichteten Dolomit, darüber folgen graue siltitische, gebankte Kalke. Der Schiefer beim Kolscha Berghaus ist als der erste Raibler Schiefer anzusehen. Nach Osten bilden die Raibler Schichten nur mehr ein schmales Band, sie sind aber mit Hilfe der Onkolithe gut zu verfolgen. Sie keilen beim „Spitz" an der Petzenstraße aus und treten bei der „Mulitränke" der Petzenstraße nochmals mit einem kleinen Vorkommen von Schiefern auf.

Südlich des Muschenik gibt es einen zweiten schmalen Schieferzug. Östlich an der Straße ist ein Teilprofil aufgeschlossen, das aus einem stark mylonitischen Dolomit, darüber dünnbankigen Kalken und einem Schiefer, dessen Stellung nicht sicher ist, besteht.

Ein kleineres sehr hoch gelegenes Vorkommen befindet sich bei der verfallenen Bleiburger Hütte auf der Petzen. Es kann hier kein Profil angegeben werden.

Südlich Globasnitz an der östlich des Baches führenden Straße ist ein vollständiges Profil aufgeschlossen, das im Hauptdolomit liegt. Es hat die relativ geringe Mächtigkeit von zirka 110 *m* und liegt wahrscheinlich normal. Die Schichten fallen nach Süden ein. Der tiefste erste Schiefer ist zirka 7 *m* mächtig und besteht aus braungrauen, dünngeschichteten Mergeln, die stark tektonisch durchbewegt sind. Eine von W. RESCH untersuchte Schlemmprobe ergab wenige, nicht bestimmbare Foraminiferen, kleine Muscheln, viele glattschalige Ostracoden und einige Fischzähnchen. (Einige weitere Schlemmproben von hier und mehreren anderen Triasaufschlüssen sind zur Zeit noch in Bearbeitung durch W. RESCH.) Der Schiefer enthält auch dolomitische Karbonatlagen und eine Lumachelle. Über dem Schiefer folgen zirka 75 *m* mächtige Kalke, die in tieferen Teilen Calcisiltite sind mit einer mehrere Zentimeter bis *dm*-mächtigen Bankung. Im oberen Teil werden die Kalke stärker dolomitisch und enthalten gestreckte

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Linsen von einem hellgelblich bis weißen Dolomit. Auch kommen zwei bis 30 *cm* mächtige feingeschichtete Lagen von einem dolomitischen Mergelkalk vor. Der mittlere Schiefer ist 4·5 *m* mächtig. Er besteht aus graubraunen bis grünlichen, feingeschichteten Mergeln, die tektonisch durchbewegt sind und feine Fältelungen zeigen. Über dem Schiefer liegt ein 3 *m* mächtiger hellgrauer Kalk, der ähnlich dem Wettersteinkalk ist. Es folgt der dritte Schiefer, der zirka 20 *m* mächtig ist. Er ist sehr kompakt und besteht aus Mergeln mit zahlreichen Dolomit- bis dolomitischen Kalklagen. Sandsteine treten dagegen sehr zurück.

Ein längerer Streifen von Raibler Schichten befindet sich nördlich Riepl, der in das Gebiet nördlich Topitza zieht. Ein ebenfalls zur Gänze erhaltenes Profil liegt NW Riepl, das in einem Graben gut aufgeschlossen ist. Die Raibler Schichten liegen im Norden auf Hauptdolomit auf und fallen im Süden unter Wettersteinkalk ein. Es ergibt sich aus der Profilabfolge der Schluß, daß dieses Raibler-Profil invers liegt. Dafür ist auch anzuführen, daß der erste Schiefer meist stark tonig ist, während der dritte mit dem Groboolith wesentlich kompaktere Ausbildung zeigt. Dieser sehr tonige Schiefer liegt im Profil oben. Unter diesem vermutlich ersten, nur schlecht aufgeschlossenen Schiefer liegen zirka 100—120 *m* mächtige gebankte Kalke und im Liegenden dieser Dolomite. Die Kalke sind Calcisiltite und gehen nach unten in graue ungeschichtete Dolomite über. Zwischen dem Dolomit und dem mittleren Schiefer liegen 10—15 *m* mächtige gebankte Kalke mit Onkoiden. Diese Onkolithe enthalten reichlich Echinodermenreste. Der mittlere Schiefer, 10—15 *m* mächtig, besteht aus graubraunen kalkreichen Mergeln, schwarzgrauen kalkarmen Tonschiefern und sandig-glimmerigen Mergeln mit Abdrücken von Muschelschälchen. Das Profil zwischen dem zweiten und dritten Schiefer wird von zirka 120 *m* mächtigen Kalken und Dolomiten gebildet. Man hat eine Profilabfolge von Kalken, Dolomiten und wieder Kalken. Zum dritten Schiefer gehören harte feste Mergel bis Kalkmergel mit Gehalt an Pyrit. Man findet in ihnen Wurmgänge, Muschelschälchen und allgemein Fossildetritus. Auch der vielfach beschriebene Groboolith mit Echinodermenresten spricht für den dritten Schiefer. Das Profil hat eine Mächtigkeit von zirka 300 bis 350 *m*.

An dem vom Kunet Graben zu Setz führenden Straße ist der mittlere Teil des Raibler Profils aufgeschlossen. Das Profil beginnt unten an der Straße mit einem hellen wettersteinkalkähnlichen Kalk, der von Kalken mit Onkolithen überlagert wird. Es folgt ein aus festen grauen Mergeln bestehender Schiefer, der 10—15 *m* mächtig ist und als zweiter Schiefer angesehen wurde. Grund für diese Einstufung ist das Vorkommen einer zirka 15 *cm* mächtigen Fossilbank mit Steinkernen von *Cornucardia hornigii* (Bittner) bestimmt von G. Tichy, Geol. Paläont. Institut der Universität Salzburg. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn G. Tichy wurde dieses Fossil bisher nicht in Österreich gefunden. O. Kraus (1969) führt diese Fossillage als charakteristischen Horizont im Liegenden des zweiten Schiefers an, die z. B. aus Jugoslawien bekannt ist.

Überlagert wird die Fossilbank von fossilführenden Onkolithbänken. Über dem zweiten Schiefer folgen im Profil Kalke mit einer 1 *m* mächtigen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Onkolithbank, ein einige Meter mächtiger Dolomit und eine Serie von Plattenkalken mit einer Einlagerung von knolligen Kalken, die von grauen Schiefern begleitet werden. Diese Kalke enthalten zahlreiche Lagen von Areniten mit Rundkörperchen als Hauptkomponenten. Die Rundkörperchen, wahrscheinlich Kotpillen, zeigen eine lagige Anordnung und eine leichte Gradierung. Diese Karbonatserie ist zirka 60—70 *m* mächtig. Im hangenden dieser Kalke zieht eine Störung durch, wie sich aus dem Fehlen des dritten Schiefers ergibt. Die Kalke werden vom Hauptdolomit überlagert.

Im äußeren Kunet Graben ist ein zirka 1 *m* mächtiger in Kalken liegender Schiefer aufgeschlossen, bei dem es sich wahrscheinlich um die Wiederhoung des zweiten Schiefers handelt.

Dieses Profil ist dem Teilprofil bei der Grafensteiner Alm ähnlich, wo eine Karbonatserie mit Kalken und Dolomiten aufgeschlossen ist. Funde von Lumachellen mit Megalodonten (R. Sieber, 1968) lassen auf die gleiche Stellung wie bei Setz schließen. Unterlagert sind die Kalke von Onkolithbänken, die zum zweiten Schiefer zu stellen sind.

Das Profil im Repnik Graben, das bei O. Kraus (1969) beschrieben ist, umfaßt den Bereich vom zweiten bis zum dritten Schiefer. Der von W. Resch untersuchte zweite Schiefer enthielt an Mikrofossilien kleine Muscheln und Gastropoden, Ophiurenreste, glattschalige Ostracoden, Fischzähnchen, selten Foraminiferen. Es folgen Karbonatgesteine (Kalke, Mergelkalke, dolomitische Kalke), die vom dritten Schiefer mit dem Grooolith, der an der Straße gut aufgeschlossen ist, überlagert werden. In diesem Schiefer sind häufig Makrofossilien (Muschelschälchen) und auch Mikrofossilien (Ostracoden, Ophiurenreste, Foraminiferen) zu finden. Die Grenze zum überlagernden Hauptdolomit ist gestört.

Der im Vellachtal nördlich Eisenkappel aufgeschlossene Schiefer wurde von O. Kraus (1969) dem zweiten Schiefer zugeordnet.

Die Raibler Schichten im Bereich des Potschula Sattels—See Alpe haben infolge der flachen Lagerung große flächenhafte Verbreitung. Doch kann man infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse keine genaueren Angaben über Detailprofile machen. Das am höchsten gelegene Vorkommen von Raibler Schichten befindet sich südlich des Hoch Obir-Gipfels auf 2050 *m* SH, wo bereits 1884 von K. A. Penecke (Verh. G. B. A. Wien 1884) Fossilien gefunden und bestimmt wurden.

VI. Hauptdolomit (Nor)

Als Ablagerungsraum für den Hauptdolomit ist eine Art Lagune anzunehmen und die Fazies nach A. G. Fischer (1964) als Ultra-Backriff-Fazies zu bezeichnen. Der Dolomit wurde wahrscheinlich ursprünglich als Kalkschlamm sedimentiert und im wesentlichen frühdiagenetisch dolomitisiert. Die Stromatolithe mit den verschiedenen Gefügetypen sind auch hier wichtige Faziesanzeiger, die verläßliche Hinweise auf die Art des Ablagerungsraumes geben. Es gibt im Hauptdolomit einen der Lagunenfazies des Wettersteinkalkes oder des Dachsteinkalkes ähnlichen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Sedimentationsrhythmus, der ebenfalls auf periodische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen ist.

W.-U. Müller-Jungbluth (1968) kam bei der Bearbeitung des Hauptdolomites in den Lechtaler Alpen zu einer grundlegenden Gliederung. Er unterschied einen unteren, mittleren, bituminösen und oberen Hauptdolomit. Diese Gliederung läßt sich auch im bearbeiteten Gebiet gut anwenden und man kommt zu einer flächenhaften Verteilung einzelner Faziesbereiche.

Für den unteren Hauptdolomit sind stärker bituminöse, bräunlich gefärbte und feingeschichtete Dolomite kennzeichnend. Die Lamellierung wird durch feine bituminöse Filme deutlich, die meist in Abständen von mehreren Millimetern übereinander folgen. Die bituminösen Lagen sind als organische Reste bzw. als ehemalige Algenlagen zu deuten. Die einzelnen Feinschichten zeigen eine schwache Kräuselung, die für Stromatolithe sehr kennzeichnend ist. Die Feinschichtung geht nicht allein auf die Bitumenfilme zurück, sondern auch auf Lagen von Rundkörperchen, die als Kotpillen zu deuten sind. In diese *mm*-Rhythmite sind häufig dünnbankige, infolge des hohen Bitumengehaltes schwarz gefärbte, feinkörnige Dolomite eingeschaltet. Diese Art der Fazies wurde von L. F. Laporte (1967) als Supra-tidal-Fazies beschrieben und die Wechsellagerung von Kotpillenlagen und feinkörnigen Dolomitlagen auf periodische Überflutungen des über dem Gezeitenniveau liegenden Ablagerungsraumes zurückgeführt. Einen ähnlichen Ablagerungsraum für den unteren Hauptdolomit nimmt auch W.-U. Müller-Jungbluth (1968) an. Dieser untere Hauptdolomit hat sein Verbreitungsgebiet nördlich und nordöstlich der Topitza und geht südlich Metnik in den mittleren Teil über.

Dieselbe Fazies findet man auch in dem über den Raibler Schichten liegenden Hauptdolomit nördlich des Jovan Berges und im Kunet Graben bei Setz. Die Dolomite haben hier einen geringeren Bitumengehalt und sind daher in der Farbe heller. Die *mm*-Rhythmik mit der feinen Kräuselschichtung ist über größere Mächtigkeit konstant. Die Dolomite haben eine deutliche Bankung mit einer Dicke der Bänke von 5 bis 10 *cm*.

Das Zurücktreten des Bitumengehaltes wie der Lamellierung und der Feinschichtung sind für die Abgrenzung des unteren vom mittleren Hauptdolomit wesentlich. Diese Grenze geht auf eine Änderung des Sedimentationsraumes zurück. W.-U. Müller-Jungbluth beschreibt als Übergangsbereich eine Wattsediment-Fazies, während der eigentliche mittlere Hauptdolomit mit einer Megalodonten führenden Flachmeer-Fazies einsetzt. Das Einsetzen einer anderen Fazies ist nördlich Topitza, bei Metnik, deutlich zu beobachten. Diese hellere Dolomit-Fazies hat bei Metnik nur geringe Verbreitung, Megalodenten wurden keine gefunden.

Die Kartierung ergab, daß der Hauptdolomit im ganzen Bereich der Petzen fehlt. Er bildet nördlich der Topitza eine Scholle, die gegenüber der von der Oistra nach Westen gegen das Vellachtal ausgedehnten Scholle nach Norden verschoben erscheint. In dieser größeren westlichen Scholle, die über das Vellachtal nach W bis zur Ostseite von Hoch und Kl. Obir zu verfolgen ist, wurde kein stärker bituminöser, laminierter Dolomit ge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

funden. Die tiefsten Teile des Hauptdolomites sind im Bereich des Preverniksattels oder im Vellachtal bei Eisenkappel zu suchen. Man findet dort Dolomite, die im frischen Bruch wie in der Anwitterung graue bis hellgraue Farbe zeigen. Obwohl in der ganzen Scholle die Aufschlußbedingungen oft ungünstig sind, findet man immer wieder Stromatolithe. Nordöstlich der Oistra wird ein größeres Areal von gebankten Dolomiten mit Kräuselschichtung aufgebaut. Die Kräuselung mit kleinen kuppelartigen Erhebungen weist auf Stromatolithe mit LLH-Gefüge hin. Diese Wattsediment-Fazies geht aus einer Flachmeer-Fazies ohne erkennbare Schichtung oder Bankung hervor und geht nach oben wieder in eine solche über.

Der obere Hauptdolomit ist gut im Sucha Bach südlich Altendorf aufgeschlossen und ist durch eine Wechsellagerung von Dolomit und Plattenkalken charakterisiert. Das Profil beginnt im Norden mit hellgrauen Dolomiten, in denen keine sedimentären Gefüge sichtbar sind. Der Dolomit ist stark verwittert und zerfällt zu einem eckigen Feinschutt. Es folgen Plattenkalke mit einer Mächtigkeit von zirka 120 *m*, im Profil auf diese wieder Dolomite mit Stromatolithlagen und Lagen mit einem geschichteten dunkleren Dolomit. Auch sogenannte Messerstiche wurden hier beobachtet. In diesem Profil kommen noch weitere vier Einschaltungen von Plattenkalken mit Mächtigkeiten von 10 bis 20 *m* vor.

Man findet diese Entwicklung des oberen Hauptdolomites nur im Bereich des Sucha Baches, nach Westen gegen das Vellachtal fehlen Plattenkalke.

VII. Zur Frage des Dachsteinkalkes

Auf der geologischen Karte der Ostkarawanken wurden von Teller (1895) Kalke kartiert und auch in den Erläuterungen beschrieben (1896), welche „im Hangenden der Cardita Schichten lagern oder wenigstens eine diesem Niveau entsprechende Position einnehmen.“ Zum Dachsteinkalk wurden Kalke am Nordfuß der Petzen, der Oistra, des Sittersdorfer Berges, des Altenberges und des Kleinen und Hoch Obirs gestellt. In vielen Fällen kann man Dachsteinkalk aufgrund von Fossilfunden (z. B. Kalkalgen) oder auch Vererzungsspuren ausschließen. Megalodonten kommen, wie bereits beschrieben wurde, auch im hangenden Wettersteinkalk vor, die Teller für Dachsteinkalk anführte. O. Kraus & E. Ott (1968) untersuchten am Dobratsch die Riff-Fauna und kamen zu dem Schluß, daß auch dort kein Dachsteinkalk vorliegt. Auch Vergleiche der Fazies der von Teller kartierten Dachsteinkalke und Wettersteinkalke zeigen, daß nur ein Kalktyp vorhanden ist. Weiters ist anzuführen, daß die norische Stufe als Hauptdolomit ausgebildet ist und bisher kein lateraler Faziesübergang in eine Dachsteinkalk-Fazies festgestellt wurde. Schließlich beobachtet man häufig, daß die Raibler Schichten eine wichtige tektonische Stellung haben. Aus den Profilen geht die Stellung der Raibler Schichten deutlich hervor. Es gibt im kartierten Gebiet keine Stelle, wo Kalke stratigraphisch über den Raibler Schichten folgen würden, wie dies Teller annahm.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VIII. Rhät

Rhätische Gesteine kommen in größerer Verbreitung und Mächtigkeit am Jegart Kogel vor. Sie sind gegen Westen am Nordrand des Sittersdorfer Berges nicht aufgeschlossen, erst wieder im Vellachtal südlich Miklauzhof. Die Rhätkalke und deren Tektonik sind durch den Einschnitt der Vellach besonders schön zu studieren. Man kann einen unteren und oberen Teil unterscheiden. Der untere Teil besteht aus dunklen, teilweise stärker bituminösen Kalken, die auch Hornstein führen. Es gibt gebankte und feingeschichtete Kalke, welche in einer bestimmten rhythmischen Wechsellagerung übereinander folgen. Die gebankten Kalke sind einige Zentimeter bis Dezimeter mächtig und zeigen innerhalb einer Bank kein Schichtungsgefüge. Diese Kalke sind feinkörnige Siltite und wechsellagern mit mehrere Zentimeter bis 2—3 *dm* mächtigen *mm*-Rhythmiten. Diese bestehen aus in Abständen von kleiner als 1 *mm* bis 1—2 *mm* übereinander folgenden feinen bituminösen Filmen und feinsiltitischen dunkelgrauen bis bräunlichen Kalklagen. Die einzelnen Feinschichten sind plan oder nur ganz leicht gekrümmt. Diese Wechsellagerung, der ein bestimmter enger Sedimentationsrhythmus zugrunde zu legen ist, bleibt über größere Mächtigkeit konstant. In diesen Kalken wurde auch eine zirka 10 *cm* mächtige dunkle Mergellage beobachtet. Fossilien wurden in diesen Gesteinen noch keine gefunden. Eine genauere Einstufung ist daher nicht möglich und eine zumindest teilweise Zugehörigkeit zum Hauptdolomit denkbar.

Wie aus dem Profil (Abb. 10) hervorgeht, werden die Kalke im Norden durch eine Störung begrenzt. Es liegt hier auch ein heller Dolomit, der ganz intensiv mylonitisiert wurde. Nach Norden folgt der obere fossilführende Teil des Rhät. Bereits J. Stini (1938) untersuchte das Rhät und beschrieb von einem von Miklauzhof nach Rechberg führenden Sträßchen Fossilien (Terebrateln, *Avicula contorta*). Fossilien sind auch in den Gesteinen oberhalb der Vellachtal-Straße zu finden. Sehr häufig sind Terebrateln, besonders *Rhaetina gregaria*, bestimmt von W. Resch, welche gehäuft in bräunlichen Mergeln bis Mergelkalken vorkommen. Die am weitesten im Norden liegenden Kalke führen auch ästige Korallen, wahrscheinlich *Thecosmilia*.

Dieses fossilführende Rhät wird von gebankten siltitischen bis arenitischen Kalken, Mergelkalken und Mergeln aufgebaut. Auch eine oolithisch ausgebildete Kalkbank wurde beobachtet, die aus Ooiden (⌀ zirka 0·5 *mm*) und Rundkörperchen, welche ohne erkennbare Internstruktur und vermutlich Kotpillen sind, besteht. Die Matrix ist Spatit.

Der Jegart Kogel, auf dem die Aufschlußverhältnisse sehr ungünstig sind, wird im wesentlichen von Plattenkalken aufgebaut, in denen keine Fossilien gefunden wurden. Das Rhät konnte jedoch am Nordfuß, südlich Schemun durch Fossilfunde nachgewiesen werden, wo R. Sieber (1968) u. a. *Avicula contorta* bestimmte. Das Rhät dürfte hier ähnlich aufgebaut sein wie im Vellachtal und aus einem fossilleeren unteren und einem fossilführenden oberen Teil zusammengesetzt sein.

Am Aufbau der NW von Rechberg und an der Nordseite des Kl. Obir liegenden Schollen ist wahrscheinlich auch Rhät beteiligt, doch ist ein ge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

naueres Auskartieren von Rhät-Jura-Neokom-Gesteinen infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich. Östlich Unterort kommt ein grauer Dolomit vor, so daß auch mit Resten von Hauptdolomit zu rechnen ist.

IX. Jura und Neokom

Am Nordfuß der Ost-Karawanken gibt es eine Reihe von größeren und kleineren Schollen von Jura, die tektonisch stark überformt sind. Zwischen der Staatsgrenze im Osten und dem Vellachtal wurden fünf kleinere Schollen aufgefunden, eine südlich Globasnitz, vier südlich Altendorf. Juragesteine kommen auch westlich Rechberg vor und sind vom Wildensteiner Wasserfall bis zum Stausee zu verfolgen. Es ist sicher tektonisch bedingt, daß Teile des Jura-Neokom-Profils fehlen.

Den Hauptanteil am Aufbau des Jura bilden rote, leicht kenntliche Kalke, die häufig Crinoiden führen. In der etwas größeren Scholle im Sucha Bach südlich Altendorf kommen neben den roten Crinoidenkalken auch grau-grünliche und dunkle biogenreiche Kalke vor. Es gibt auch feinkörnige Kalke mit großem Reichtum an Filamenten. Ein Dünnschliff von einem Crinoidenkalk zeigte an Foraminiferen cf. *Vidalina*, cf. *Gubkinella* und Nodosariiden, bestimmt von R. Oberhauser. Weiters wurden Ostracoden und Echinodermenreste beobachtet. Die Fossilien erlauben keine bestimmte stratigraphische Einstufung, doch ist ein mittleres Juraniveau wahrscheinlich.

Ein von H. Holzer (H. Holzer, 1967) bei dem Bildstock 567 *m* an der Straße nördlich Rechberg aufgesammelter roter Flaserkalk wurde von R. Oberhauser untersucht. Ein Dünnschliff enthielt neben Aptychenschnitten *Lombardia* ex. gr. *arachnoidea* (Brönniman). Die Schnittbilder von *Lombardia* gelten als typisch für Malm. Diese Aufschlüsse sind heute leider nicht mehr vorhanden.

Beim Wildensteiner Wasserfall werden rötlich-weiße und rote Jura-Kalke felsbildend. Auch am Aufbau der weiter westlich liegenden Schollen ist Jura maßgebend beteiligt.

Mikropaläontologisch nachgewiesen wurde Neokom durch R. Oberhauser und H. Holzer (H. Holzer, 1967) NW Unterort (Rücken 549) und SW des Wildensteiner Wasserfalles, wo an einer Forststraße das Gestein gut aufgeschlossen ist. Das Neokom besteht aus feinkörnigen hellgrauen Kalken mit dunkleren unregelmäßig verteilten Flecken. Die Kalke führen häufig dunkle Hornsteinlagen und enthalten mergelig-schiefrige Zwischenlagen. Von R. Sieber (1965) wurden in diesen Aufschlüssen Aptychen gefunden und bestimmt.

Hellgraue bis rötliche Kalke mit Aptychen sind als kleine Scholle dem Rhät des Vellachtales eingeschaltet (Abb. 10). Gute Aufschlüsse von Neokomgesteinen findet man südlich Lesjak in dem von K 884 zu K 1002 ziehenden Graben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

X. Gosau

Auf der Westseite der Gornja liegen Blöcke eines sehr festen Konglomerates, das aus verschieden gefärbten Komponenten besteht. Es kommen hellgrau, dunkel und rot gefärbte Kalkkomponenten vor. Es ist anzunehmen, daß sowohl Trias- als auch Jura-Gesteine aufgearbeitet sind. Im Bindemittel wurden keine Mikrofossilien gefunden, so daß eine Alterseinstufung nicht möglich war. Die Altersstellung Gosau ist daher nicht nachgewiesen, jedoch hier für wahrscheinlich gehalten.

XI. Tertiär

Ein schmaler Streifen von Tertiär bildet den Außenrand der Karawanken. Es biegt östlich der Petzen buchtartig weit nach Süden bis südlich des Rischberges zurück, wo es aus Breccien und Konglomeraten zusammengesetzt ist, in denen Trias-, Jura- und Kreide-Gesteine aufgearbeitet sind.

Es sei hier nur kurz auf das Tertiär im Vellachtal hingewiesen, das wie das Quartär bei Miklauzhof bei den Straßenarbeiten des Jahres 1967 sehr gut aufgeschlossen war. Es wurde auf eine Erstreckung von zirka 150 *m* angeschnitten (Abb. 10) und bestand aus einer Wechselfolge von festen Quarzkonglomeratbänken und weniger verfestigten quarz-glimmer-reichen Sandsteinen mit Kreuz- und Schrägschichtung. In dieser Konglomerat-Sandsteinfolge waren auch mehrere Tonlagen, von denen eine etwas Braunkohle führte, eingeschaltet.

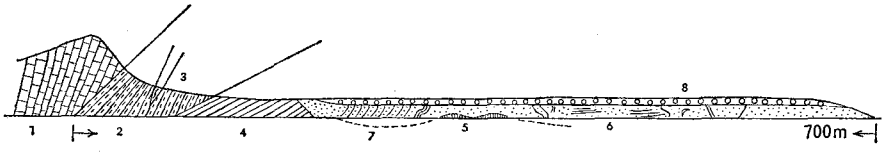


Abb. 10: Vellachtalstraße bei Miklauzhof. 1 = Rhät-Plattenkalke, 2 = Rhät: Fossilführende Mergel und Kalke, 3 = Aptychenschichten, 4 = Tertiäre Konglomerate und Sandsteine, 5 = Würm-Grundmoräne, 6 = Postglaziale Schotter, 7 = Steil stehende postglaziale Schotter, 8 = Grobblockiger Vellachtalschutt.
(Überhöht gezeichnet)

Dieses Tertiär ist dem innerhalb der Karawanken gelegenen Tertiär im Lobnig Graben bei Topitschnig und am Prevernik Sattel gegenüberzustellen. Dieses bei Topitschnig besteht aus Konglomeraten und Sandsteinen. Quarzgerölle bilden einen Hauptanteil, doch sind auch verschiedene Kristallingerölle, Gerölle aus dem Paläozoikum, den Werfener Schichten, dem Muschelkalk und Wettersteinkalk häufig. Eine genauere Geröllanalyse bringt Ch. Exner (1961). Östlich Topitschnig ist in einem zirka 90 *m* langen Stollen, der NW—SE verläuft, die Wechsellagerung von festen Konglomeratbänken und geschichteten Sandsteinen von geringerer Festigkeit gut beobachtbar. Im südlichen Teil der Topitschnig Mulde kommen Karbonatkonglomerate und Karbonatsandsteine vor. Es ist hier eine ganz andere Schüttung erfolgt als im Bereich der Quarzkonglomerate.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Tertiär des Prevernik Sattels, das wegen der Kohlenvorkommen bekannt ist, hat einen wesentlich anderen Aufbau. Die Kohle kommt zusammen mit grauen glimmerhältigen Tonen vor, die eine kleinwüchsige Gastropodenfauna führt. Aus dieser Fauna geht hervor, daß es sich um eine Brackwasserfazies handelt.

Einige Tonproben vom Tertiär des Vellachtales und des Prevernik Sattels wurden von Fräulein I. Draxler, Geol. B. A. Wien, auf Sporen untersucht. Es wurde eine artenreiche Mikroflora gefunden, die in beiden Tertiärvorkommen gleich war und daher auch gleiche Altersstellung für beide Vorkommen ergab. Ein ähnliches Pollenspektrum fand W. Klaus (1956) in Tonproben der Rosenbacher Schichten, für die als Alter Unter-Sarmat erkannt wurde. Infolge des Vorkommens von *Sporites speciosus* und *Lygodioisporites solidus* und des Fehlens von Sciadopytispollen sind die Proben als gleich alt mit den Rosenbacher Schichten anzusehen.

XII. Quartär

Die Verhältnisse des Quartärs im Vellachtal südlich Miklauzhof gehen aus Abb. 10 hervor. Dieses Quartär wurde bereits von F. Heritsch (1906) beschrieben und später auch von J. Stini (1943) und R. Srbik (1941) bearbeitet. Bei den Arbeiten zum Straßenbau der Vellachtal-Straße (1967) wurden die quartären Schotter wie die liegende Moräne bestens aufgeschlossen, so daß ergänzende Beobachtungen zu machen waren. Die Stellung der Moräne war bisher nicht ganz klar. Während F. Heritsch die Moräne für älter als die zu Nagelfluh verkitteten Schotter hielt, kam Srbik zu der gegenteiligen Auffassung. Nach Srbik entstand die Nagelfluh in der Riß-Eiszeit und in dem nachfolgenden Interglazial, der grobblockige Vellachschutt und die Moräne in der Würm-Eiszeit.

Aus den neuen Aufschlüssen ergab sich eine von R. Srbik abweichende Meinung. Es war deutlich zu sehen, daß die Grundmoräne mit ausgeprägtem Erosionsrelief an der Basis liegt. Diese wird für Würm-Moräne gehalten. Darüber liegen die mehrere Meter mächtigen Nagelfluh-Schotter, welchen aufgrund der Lage über der Moräne ein postglaziales Alter zuzuschreiben ist, deren interessantes Merkmal die steile Stellung im südlichen Teil ist. Die Flächen der Schichtung sind nicht ebenflächig, sondern sie liegen unten etwas flacher und biegen steiler, leicht gekrümmt nach oben und fallen mit 60—70° nach Süden ein. An einer Stelle zeigten die Schotter eine eigenartig S-förmig gekrümmte Lagerung (siehe Abb. 10). Etwas nördlicher gegen Miklauzhof sind die Schotter meist flach gelagert. Sie sind im wesentlichen aus Karbonatgeröllen aufgebaut und enthalten vielfach gröbere und feinere Sandeinlagerungen.

Die steil stehenden Schotter wurden bereits von F. Heritsch (1906) gesehen und von ihm wie auch später von J. Stini (1934) und R. Srbik (1941) als tektonisch verstellt gedeutet. Nach R. Srbik fand die Verstellung frühestens während des letzten Interglazials statt. Auch F. Heritsch & Kühn, O. (1951) nahmen eine tektonische Verstellung der Schotter an, welche nach dieser Darstellung durch eine knapp nach der

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Würmeiszeit erfolgte Nordbewegung der Karawanken bewirkt worden wäre.

Der Meinung einer tektonischen Aufrichtung der postglazialen Schotter kann nicht beigestimmt werden. Die Schotter stehen nur in einem kleinen Teilbereich steil und nicht wie im von HERITSCH & KÜHN gezeichneten Profil im ganzen Bereich des Quartärs. Sie liegen auch waagrecht oder zeigen keine deutliche Schichtung. Gerade die häufig waagrecht liegenden Schotter zeigen, daß die Lagerung aller Schotter einer primären Anlagerung entspricht. Da zwischen diesen und den steil stehenden Schottern keine Trennungslinie, sondern ein normaler Verband besteht und die ganzen Schotter als Ablagerungseinheit anzusehen sind, fallen die Argumente für eine tektonische Verstellung weg. Die Karawanken gelten zwar als relativ junges Gebirge, doch ein so junges, postglaziales Vorrücken, das die Schotter, welche außerdem keinerlei tektonische Beanspruchung aufweisen, derart steil aufgerichtet hätte, ist nicht anzunehmen. Die Ablagerung der Schotter ging wahrscheinlich unter besonderen randglazialen Bedingungen vor sich und die eigenartigen Lagerungen sind daher auf den Einfluß des sich zurückziehenden Gletschers zurückzuführen.

Die vielfach beschriebenen z. T. hochgelegenen Breccien kommen im kartierten Gebiet an mehreren Stellen vor: Nördlich Eisenkappel, westlich des Freibachtales und SW des Wildensteiner Wasserfalles, wo sie am mächtigsten sind. Die Konglomerate nördlich des Rischberges sehen etwas anders aus und sind wahrscheinlich auch im Alter und in der Entstehung nicht mit den Breccien vergleichbar.

Die Breccien bestehen aus Gesteinskomponenten, die keine große Verfrachtung erfahren haben. Sie stammen in der Regel vom Wettersteinkalk, der in der Nähe der Breccien ansteht. Die Größe der Komponenten ist sehr verschieden. Es kommen auch größere Blöcke von Wettersteinkalk mit einem ⌀ von mehr als ½ *m* vor. Die Komponenten sind sehr stark verfestigt. Die Verfestigung erfolgte durch Kalksinter, der von abfließenden Wässern herzuleiten ist. Die Breccien zeigen eine lagenweise Einschaltung von feinerem Material, wodurch eine deutliche Bankung zustande kommt. Das Alter der Breccien ist unsicher, doch neigt man dazu, sie in das Mindel-Riß-Interglazial zu stellen.

Wesentlich für die Deutung der Entstehung der Breccien ist deren hangparallele Lage. Man kann daraus schließen, daß diese auch parallel zum Hang abgelagert wurden und keine quartärtektonische Verstellung erfahren haben (F. KAHLER, 1955). Die Breccien werden hier einfach als alter, stark verfestigter, hangparallel abgelagerter Gehängeschutt gedeutet, wobei abwechselnd gröberes und feineres Material aus der nahen höheren Umgebung geschüttet wurde.

Ähnliche Breccien gibt es auch in den Nördlichen Kalkalpen, mit denen ein direkter Vergleich möglich ist. Z. B. wird die Ramsauer Breccie (O. GANNS, F. KÜMEL & E. SPENGLER, 1954) als fossile Schutthalde gedeutet. Der Einfallswinkel der gebankten Breccie von 30° entspricht ganz dem in den Ost-Karawanken beobachteten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

XIII. Der tektonische Bau

1. Faziesverteilung und Tektonik

Die über ein größeres Areal ausgedehnten Faziesanalysen ergeben ein flächenhaftes Bild der Faziesverteilung, welches die Grundlage bildet für paläogeographische Aussagen. Da der Wettersteinkalk der Hauptfelsbildner in den Karawanken ist, wird der Bau weitgehend durch ihn geprägt. Daher erscheint die Kenntnis der Faziesverteilung wie der Faziesdifferenzierungen des Wettersteinkalkes sehr wesentlich. Man hat vom Wettersteinkalk die Vorstellung eines Atolls mit der zentralen Lagune und den randlichen eigentlichen Riffbildungen, den Biohermen. Sowohl im Bereich der Lagune wie der Bioherme gibt es eine Reihe von Differenzierungen, unter denen besonders Mächtigkeitsunterschiede bei der späteren Tektonik sich auswirkten. Die einzelnen Profile zeigen größere Unterschiede im Aufbau und sind keineswegs einheitlich, wie auch die Ablagerungsräume nicht einheitlich waren. In der Petzen haben Riff- und Lagunenfazies große Mächtigkeit, ähnlich am Hoch und Kl. Obir, entsprechend der der Wettersteinkalk große massive Blöcke bildet. Zwischen Petzen und Obir sind die Mächtigkeiten geringer, was sicher zu dem eigenen Bau beigetragen hat. Doch auch innerhalb dieses Raumes ergaben sich aus der Fazies Unterschiede im Ablagerungsraum wie in der Tektonik.

Neben Differenzierungen der Geosynklinale waren für den Gesamtbau sicher auch nicht überall gleichmäßig horizontal wie vertikal wirkende tektonische Kräfte maßgebend. Eine wichtige Rolle bei der Tektonik spielten auch die starren Riffränder der großen Wettersteinkalk-Schüssel, die eine wichtige Inhomogenitätsgrenze zu den Partnach-Schichten darstellen. Gerade diese Ränder sind Schwächezonen, wo tektonische Kräfte wirksam sind. Es ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, wie E. Ott (1967) ausführt, daß der hangende Wettersteinkalk fast nirgends mehr als Riff-Fazies erhalten ist. An den Stirnzonen der Karawanken, wo das Vorland überschoben wurde, ist die nördliche Riffzone weitgehend der Tektonik zum Opfer gefallen. Am Nordrand des Kl. Obirs ist sie z. B. teilweise erhalten.

Paläogeographische Aussagen sind mit Deutungen behaftet. Aus der atollartigen Grundvorstellung vom Wettersteinkalk ergibt sich für das Ladin des Nordstammes ein Riffkomplex, dem nördlich und südlich ein Becken vorgelagert war. Diesem steht der Riffkomplex des Schlerndolomites im Südstamm gegenüber, wo auf einer gemeinsamen Exkursion mit W. Resch am Nordsaum die Riffschutt-Fazies gefunden wurde. Dieser Riffkomplex war möglicherweise über ein gemeinsames Becken während des Ladins mit dem des Nordstammes verbunden.

Welche Rolle die sog. alpin-dinarische Linie während der Trias spielte, ist noch sehr ungewiß. R. W. van Bemmelen (1969) nimmt an dieser Linie größere Lateralverschiebungen besonders während des Perm an. Wenn auch die Störung zwischen Nord- und Südstamm sehr groß ist und eventuell auch Verstellungen vertikaler wie lateraler Art stattfanden, so wird doch angenommen, daß die Koschuta-Trias bzw. deren Ablagerungsraum immer südlich lag und die Nordstamm-Trias nördlich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

anschloß. Diese Gedanken der Beziehung der Wettersteinkalk-Atolle auf gemeinsame Becken findet man auch bei M. SARNTHEIN (1967) und O. KRAUS & E. OTT (1968), allerdings nur innerhalb des Bildungsraumes von nordalpiner Trias.

Von der Faziesverschiedenheit zwischen Nord- und Südstamm sagte H. P. CORNELIUS (1949), daß die faziellen Unterschiede in der Trias nicht größer sind, als anderswo innerhalb der Südalpen.

Die ganzen tektonischen Komplikationen, die mit der Anlage der alpindinarischen Linie verbunden sind, würden also in eine E—W-streichende Zone der Partnach-Mergel-Entwicklung und damit in einen Bereich relativ geringer Sedimentmächtigkeit fallen. Gerade diese Zonen sind vorgebildete Schwächezonen und prädestiniert für tektonische Bewegungen.

2. Streichen und Fallen, Lage der B-Achsen, Störungen

Das Streichen im Gebiet der Petzen ist durchschnittlich NW—SE. Es gibt eine größere Streuung, die von NNW—SSE (z. B. auf der Petzen bei der Bleiburger Hütte) bis etwa E—W reicht. In den Gebieten westlich der Petzen ist das Streichen grundsätzlich gleich. Von dieser Streichungsrichtung gibt es in kleineren und größeren Teilbereichen auftretende Abweichungen. Der Hauptdolomit südlich Globasnitz hat ein Streichen von WSW—ENE, das eine geringe Diskordanz zum allgemeinen Streichen darstellt. Ähnliche Diskordanzen gibt es auch im Hauptdolomit westlich

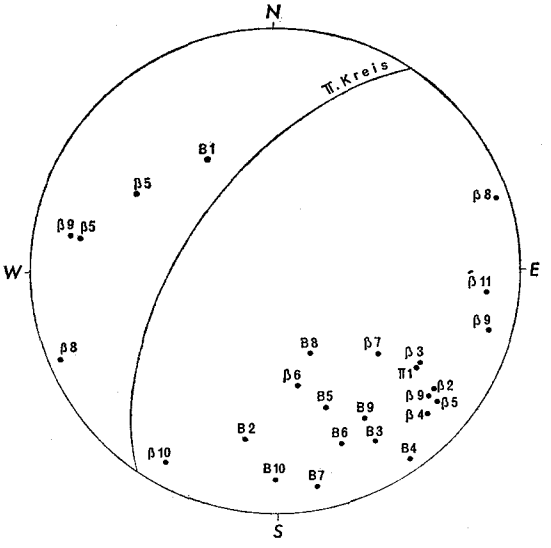


Abb. 11: Diagramm aus einer Reihe von β-Diagrammen zusammengestellt. π 1 mit π-Kreis: Aus einem Sammeldiagramm — Petzen; β 2: Petzen — Stiege, Wettersteinkalk; β 3: Petzen — Kolscha Berghaus, Raibler Schichten; β 4: Petzen — Feuersberger Spitz, Wettersteinkalk; β 5: Petzen — Luscha Alm, Muschelkalk; β 6: Petzen — Globasnitz Süd, Raibler Schichten; β 7: Sucha Bach, Jura; β 8: Hoch, Kl. Obir, Wettersteinkalk; β 9: W Schaida Sattel, Muschelkalk; β 10: Wildensteiner Wasserfall, Neokom; β 11: E Micheutz, Raibler Schichten; B 1—B 8: B-Achsen, Rhät im Vellachtal.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Oistra. Diese können überleiten zu Streichungsrichtungen, die NE—SW verlaufen. Solche Querstrukturen findet man in den tektonisch wirksamen Raibler Schichten südlich Globasnitz und östlich des Muschenik. Größere Bereiche mit einem Querstreichen gibt es westlich der Vellach im Gebiet des Berghauses Fladung bis zum Hoch Obir, die von H. Holzer (1962) bereits beschrieben wurden, wo Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit NE—SW streichen. Solche Querstrukturen scheinen mit ein Charakteristikum der Tektonik des Nordstammes der Karawanken zu sein.

In den starren Bänken des Wettersteinkalkes sind keine direkten B-Achsen zu messen, doch helfen β-Diagramme, um Aussagen über deren Lage zu machen (Abb. 11). Eine Reihe von im Bereich der Petzen gemachten Diagrammen ergab einheitlich 15—30° nach SE eintauchende Achsen. Im Muschelkalk südlich der Petzen war die Achsenrichtung WNW—ESE, das Eintauchen teils flach WNW, teils ESE. Das diskordante Streichen der Raibler Schichten südlich Globasnitz ließ auch eine etwas andere Achsenlage erwarten. Es ergab sich hier eine Achse, welche mit 50° nach Süden einschiebt. In lokal begrenzten Gebieten ist mit Achsenverstellungen und Achsenverbiegungen zu rechnen. Im Jura südlich Altendorf ist ein schöner Sattel erhalten, dessen Achse mit 40° nach SE gerichtet ist. Südlich des Jegart Kg. bildet der Wettersteinkalk, überlagert von Raibler Schichten und Hauptdolomit, eine Antiklinale. Die Messungen in den Raibler Schichten ergaben eine Achse, die flach mit 10—15° nach ESE einschiebt. Das Rhät des Vellachtales ist in zahlreiche sehr enggepreßte Falten gelegt, deren Achsen gut meßbar sind. Die Achsenrichtung verschiebt sich hier etwas gegen SSE. Neben flachliegenden Achsen gibt es auch steil gestellte, welche nach SSE oder auch nach NW gerichtet sind. Es ist z. B. an der Straße ein Sattel aufgeschlossen mit einer mit 45° nach NW eintauchenden Achse, während die Achse einer anderen Falte mit 60° nach SSE einschiebt. Häufig liegen die Achsen flach und sind etwa 10—20° nach NE oder SE geneigt.

Aus im Durchschnitt E—W-streichenden Schichtflächen wurde für das Gewölbe des Hoch—Kl. Obirs eine flache in WSW—ENE-Richtung liegende Achse ermittelt. Im Muschelkalk östlich des Schaida Sattels fallen die Achsen nach SE ein. Eine flach nach SW eintauchende Achse wurde in den NE—SW-streichenden Neokomgesteinen beim Wildensteiner Wasserfall gefunden. In den Raibler Schichten und im Hauptdolomit südlich des Potschula Sattels, wo ein NE—SW-Streichen gegeben ist, konnte keine genaue Achsenlage ermittelt werden. Doch entsprechend dem Umbiegen des Streichens aus der WNW—ESE-Richtung östlich des Potschula Sattels in die NE—SW-Richtung südlich davon dürften auch die Achsen verstellt worden sein und etwa in der Streichrichtung liegen.

Allgemein ist zur Achsenrichtung zu sagen, daß die Hauptrichtung NW—SE beträgt und das Eintauchen meist nach SE, seltener nach NW gerichtet ist. Daraus ergibt sich, daß die Achsen mit spitzem Winkel an der Störung zum Paläozoikum abschneiden.

Unter den Störungslinien, die nicht der Überschiebungstektonik angehören, fallen jene mit NE-Richtung auf, welche mit den NW-streichenden

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ein konjugiertes Scherflächenpaar bilden. Sie stehen wie die N—S oder E—W-streichenden sehr steil. Die Groß- und Kleinklüfte sind auf einen großtektonischen Verformungsakt zurückzuführen, der im wesentlichen durch eine N—S-Einspannung charakterisiert war und auch zu Blattverschiebungen geführt hat. Die tektonische Linie Oistra—Homarow Berg ist als Blattverschiebung zu deuten, an welcher der Hauptdolomit S des Homarow Berges gegenüber dem N der Oistra um zirka 4 *km* nach NE verschoben wurde. Auch an anderen Störungslinien haben wahrscheinlich ähnliche Bewegungen, z. T. nur mit geringen Verschiebungsbeträgen, stattgefunden.

Das Auftreten dieses Störungsrasters ist weiters nicht verwunderlich, da er sowohl in den Alpen (z. B. R. Gospodaric, 1968) wie auch in außeralpinen Gebieten (z. B. O. Schermann, 1965) ein deutlich hervortretendes Merkmal ist.

Die E—W-streichenden Störungen (z. B. westlich der Vellach) und z. T. auch N—S-streichende gehen auf eine jüngere Tektonik zurück, die mit den noch sehr intensiven nach-untersarmatischen Bewegungen zusammenhängen könnten.

3. Zum Bau des Nordstammes

Aus der geologischen Karte ist deutlich die Gliederung des Nordstammes von der Petzen bis zum Obir in vier tektonische Baueinheiten zu ersehen. Die erste Baueinheit bildet die Petzen, welche im wesentlichen aus mehreren Blöcken Wettersteinkalk besteht, die zweite umfaßt das Gebiet der Topitza, wo der geologische Bau durch Schuppen- und Gleitschollentektonik gekennzeichnet ist, die dritte Baueinheit liegt zwischen Oistra und Obir, wo ein regelmäßigerer Bau gegeben ist. Die vierte Einheit bilden Hoch und Kl. Obir, die ähnlich der Petzen von mächtigem Wettersteinkalk aufgebaut wird. Eine ähnliche Gliederung des Nordstammes in mehrere Gebirgsschollen findet man auch bei F. Kahler (1953).

Die Geologie des Ferlacher Horns ist durch die Bearbeitung von S. Prey (S. Prey & F. Kahler, 1958) bekannt. Es ergeben sich interessante Vergleiche mit dem Bau des Petzen—Obir-Gebietes. Es fällt z. B. auf, daß die großen Störungen S des Ferlacher Horns mit den grabenbruchartigen Einsenkungen von Hauptdolomit und Raibler Schichten weiter im Westen nicht vorkommen.

a) Der Bau der Petzen

Der Bau der Petzen wird ganz vom Wettersteinkalk bzw. den als Bewegungshorizont wichtigen Raibler Schichten bestimmt. Schon morphologisch fallen mehrere nach Norden abfallende Rücken auf und bereits die Abgrenzung Schutt gegen Anstehendes ergibt eine erste Gliederung des Baues. Im Osten wird das Massiv der Petzen von einer großen Störung, dem Petzenverwerfer (I. Strucl, 1965), begrenzt. Die Grenze ist morphologisch durch den Einschnitt des Rischberg Baches deutlich gegeben. Es sind hier zwei etwa N—S verlaufende Störungen zu unterscheiden, die eine kleine Scholle Wettersteinkalk mit Raibler Schichten begrenzen. Die westliche Begrenzung der Petzen liegt etwas östlich des Globasnitz Baches.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Hauptkamm der Petzen besteht aus einer großen Scholle Wettersteinkalk, zu der Kordesch Kogel, Hochpetzen und Feuersberger Spitze gehören. Kleinere Blöcke bauen Stroppitz Berg, den Spitz, Muschenik und Dickenberg auf. Der Bau der Petzen geht aus den Profilen 1 und 2 hervor. Die Grenze zum Paläozoikum ist immer stark gestört. Häufig ist ein Einfallen des Muschelkalkes nach Süden unter Paläozoikum zu beobachten. Doch ist der Grad dieser Störung nicht immer gleich, wie aus dem Vorhandensein oder Fehlen der Werfener Schichten hervorgeht.

Die Grenze Muschelkalk—Wettersteindolomit zeigt eine starke Störung. NE der Luscha Alm ist an dieser Grenze eine kleinere Scholle Wettersteinkalk mit Raibler Schichten eingeschuppt. Der Muschelkalk wurde außerdem nach Norden überkippt und liegt auf dem Wettersteindolomit. In den Profilen folgt die große Scholle des Wettersteinkalkes, der im Kammbereich mittelsteil (40—50°) und weiter nördlicher beim Kolscha Berghaus steil 70° nach Norden fällt. Die normal in das Hangende des Wettersteinkalkes gehörenden Raibler Schichten sind nach Norden überkippt und fallen unter die vererzten Kalke ein.

Man kann den Bau der Petzen als große Wettersteinkalk-Mulde deuten, die stark gestört und nach Norden überkippt wurde. Der große Südflügel, den Hauptkamm aufbauend, wurde stark herausgehoben. Die Raibler Schichten, die den Muldenkern bilden, stellen einen wichtigen Bewegungshorizont dar. Der Nordflügel spaltete sich ab und wurde zur Basisscholle, auf welche die große Südscholle des Südflügels aufgeschoben ist.

Diese Aufschiebungsfläche ist eine in sich differenzierte Bewegungsfläche. Im Bereich des Kolscha Berghauses haben die Raibler Schichten größere Mächtigkeit und trotz der Aufschiebung ist der stratigraphische Zusammenhang mit dem hangenden Wettersteinkalk gegeben. Dieser ist etwas westlicher nicht mehr vorhanden, wie die Aufschlüsse an der neuen Straße auf die Wackendorfer Alm zeigten. Die Raibler Schichten fehlen völlig und die Grenze wurde stark bewegt, so daß wahrscheinlich auch Teile des obersten Wettersteinkalkes fehlen. Östlich des Kolscha Berghauses haben die Raibler Schichten nur geringe Mächtigkeit und werden schließlich ganz ausgequetscht. Die Petzenstraße quert diese tektonische Grenze, deren Verlauf durch ein kleines Vorkommen von Raibler Schiefer bei der Mulitränke markiert wird. Weiter nach Osten gegen den Rischberg Bach ist sie nicht mehr feststellbar, da große Schuttmengen die Hänge bedecken. Man hat südlich des Stroppitz Berges den Eindruck, daß hier oberste Teile des Wettersteinkalkes überkippt und nach Norden hinabgebrochen sind.

Auch im Bereich der Petzenstraße sind wahrscheinlich Teile des hangenden Wettersteinkalkes hinabgebrochen, wie sich aus verfestigten Schuttresten an der Petzentraße ergibt.

Die kleinere Basisscholle ist in sich weiter zu Teilschollen zerbrochen und mit Raibler Schichten verschuppt. Östlich des Muschenik an der von der Kehre 2 der Petzenstraße nach Westen führenden Straße (Stütze 9 des Sesselliftes) ist das gleiche Bild wie beim Kolscha Berghaus zu beobachten: Dickbankiger Wettersteinkalk fällt 60° N, die Raibler Schichten sind überkippt und fallen mit 25—30° nach Süden unter die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kalke ein. Etwas weiter westlich der Stütze ist die Auflagerung eines stark mylonitisierten Raibler Dolomites auf die tiefere Muschenikscholle aufgeschlossen. Die Grenzfläche streicht 50° W und fällt mit 25—30° Süd. Die gebankten Kalke des Muschenik fallen ebenfalls nach Süden ein, wie alle s-Flächen der Basisschollen. Während der Dickenberg aus einer Scholle besteht, spaltet sich diese weiter östlich in zwei Teilschollen bzw. Schuppen auf, wobei Raibler Schichten als Bewegungshorizonte dienten. Der Nordfuß der Petzen zeigt somit einen Schollen- und Schuppenbau.

Auf der Petzen-Nordseite, z. B. auf der Petzenstraße oder auch auf der Straße Wackendorf—Wackendorfer Alm, ist häufig eine intensive Zertrümmerung des Wettersteinkalkes zu sehen. Dies ist wohl auf die große Auswirkung der Tektonik in der Stirnregion zurückzuführen.

b) Das Gebiet der Topitza

Das Gebiet der Topitza zwischen Oistra und Petzen zeigt eine ganz andere Art der Tektonik. Schon aus dem Kartenbild ist die große Zahl von Schollen und tektonischen Grenzlinien zu ersehen. Das wesentliche Merkmal des Baues nördlich der Topitza ist die Zerteilung des Wettersteinkalkes in eine Reihe von Gleitschollen, welche auf dem Hauptdolomit liegen (siehe Profil 3). Diese Tektonik ist so zu verstehen, daß Wettersteinkalk nach Norden auf Raibler Schichten überkippte und mit diesen als Gleithorizont auf Hauptdolomit abgeglitten ist. SE Metnik liegt auch eine Scholle von Raibler Kalken auf dem Hauptdolomit. Aus dem Verlauf der Grenzlinie Wettersteinkalk—Hauptdolomit bzw. deren Verschnitt mit dem Gelände ergibt sich die Lage der Gleitfläche. Sie ist flach nach Norden geneigt.

In diese Gleittektonik sind auch die im Vorland liegenden Schollen bei Globasnitz, St. Stefan, St. Michael, Hemma Berg usw. einzubeziehen. Diese Schollen ragen klippenartig aus dem Quartär heraus und bestehen aus Wettersteinkalk, der vollkommen zertrümmert ist und eine Art Großbreccie oder -konglomerat darstellt. Die Schollen lassen sich vom Vorland bis zum Fuß der Berge und weiter die Hänge hinauf verfolgen. Östlich des Homarow Berges durchschneidet der Globasnitz Bach eine Scholle, die keine so starke Zertrümmerung des Kalkes zeigt. Die Zertrümmerung ist umso stärker, je weiter die Schollen abgeglitten sind. Auf der Topitza liegen die tiefsten Teile des Wettersteinkalkes, weiter nach Norden gegen den Homarow Berg kommt man in immer hangendere Kalke und es sind die obersten Teile, die am weitesten nach Norden abgeglitten sind.

Im Bereich nördlich Riepl ist der Bau durch eine überkippte Schichtfolge gekennzeichnet. Die invers liegenden Raibler Schichten fallen nach Süden ein, sie liegen diskordant dem Hauptdolomit auf und werden vom Wettersteinkalk der Rieplfelsen überlagert. Etwas weiter westlich liegt über den Raibler Schichten eine kleinere Schuppe Muschelkalk. Dieser bildet auch östlich der Oistra eine Scholle, welche im Norden und Süden an Wettersteinkalk grenzt. Diese Schollen kann man als antiklinalen Aufbruch von Muschelkalk deuten, der jedoch stark zerstört wurde und von dem nur zwei Schollen erhalten geblieben sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der südlichste Teil dieser Baueinheit wird von drei Schollen aufgebaut, die aus Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und Muschelkalk bestehen. Auffallend ist das um mehr als 1000 *m* weite fast rechtwinkelige Zurückspringen der Südgrenze in der Goreca-Muschelkalk-Scholle. Der Wettersteindolomit liegt invers und trägt oben aufliegend noch Reste von Werfener Schichten. Diese Scholle grenzt im Norden wie im Westen tektonisch an Wettersteinkalk. Die tektonische Grenze wird durch eingeklemmtes Tertiär sehr verdeutlicht. Etwa 500 *m* NE Topitschnig schließt der schon erwähnte Stollen tertiäre Konglomerate und Sandsteine auf. Die ersten 15 *m* des Stollens führen durch den Wettersteindolomit, der mit ausgesprochen tektonischer Grenze, die etwa E—W streicht und mit 50° Nord fällt, gegen das Tertiär stößt. Die Konglomerate sind im Grenzbereich stark tektonisch beansprucht und der Dolomit mylonitisiert. Das Tertiär ist zwischen dem Dolomit und den nördlichen Kalkfelsen eingeklemmt. Auch zwischen dem westlich angrenzenden Wettersteinkalk und dem Dolomit läßt sich Tertiär verfolgen, das auch hier in ähnlicher Weise eingeklemmt wurde.

Diese tektonische Baueinheit wird im Westen durch die große Wettersteinkalkscholle der Oistra bzw. einer markanten NE—SW verlaufenden Störungslinie begrenzt.

Die Oistrascholle bildet einen starren Block zwischen zwei verschieden gebauten Gebieten. Die Scholle hat eine eigene Interntektonik, wie die Raibler Schichten südlich der Oistra zeigen, die keine normalstratigraphische Lage haben. Sie fallen flach nach Norden ein und trennen die höhere Gipfelscholle von der tieferen Scholle. Ein etwas unterhalb der Raibler Schichten angesetzter Stollen von zirka 130 *m* Länge schloß keine Raibler Schichten auf, woraus eine sehr flache Auflage abzuleiten ist. Die tiefere Scholle ist weitgehend in sich zerbrochen und man findet daher im Gelände auf dem nach Süden abfallenden stark bewaldeten Rücken nur mehr grobes Blockwerk. Auch der oben erwähnte Stollen zeigte dieses Zerbrechen und Zerfallen des Kalkes sehr deutlich, so daß kaum noch eine Bankung oder Schichtflächen erkennbar sind.

Die Oistrascholle grenzt im Westen an den Hauptdolomit und ist diesem aufgeschoben.

c) Das Gebiet zwischen Oistra und Obir

Das Gebiet zwischen Oistra und Obir zeigt einen regelmäßigeren Bau, den die Profile 4—7 erläutern sollen.

Das Gebiet östlich der Vellach: Bei Eisenkappel fällt der Muschelkalk mit zirka 60° nach Süden unter Paläozoikum ein. Dieser hat etwas östlich Eisenkappel eine Breite von zirka 1 *km*, welche auf eine interne Verfaltung zurückzuführen ist. Gute Anhaltspunkte für einen Falten- und Muldenbau geben die Partnach-Schichten, welche Muldenstrukturen bilden. Die deutlichste Mulde ist von Eisenkappel nach NE zu verfolgen, die sehr eng gepreßt ist (Profil 5). An der Straße westlich Berghof Brunner steht die Grenzfläche Partnach-Schichten—Muschelkalk sehr steil, in deren Bereich die Gesteine sehr stark beansprucht sind, bei Brunner ist der Muschelkalk auf Partnach-Schichten überkippt. Der Muschelkalk nördlich der Mulde fällt steil Süd, er wurde also stark an den Wettersteinkalk angepreßt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die im Vellachtal nördlich Eisenkappel anstehenden Raibler Schichten fallen steil Nord, ähnlich die Grenze zum Wettersteinkalk. Diese Grenze ist eine große Störungslinie, an der wahrscheinlich der zweite Raibler Schiefer an tieferen Wettersteinkalk grenzt. Es fehlen ein Großteil der Raibler Schichten und höherer Wettersteinkalk. Es ist daher hier ein größerer Bruch anzunehmen. Es fällt auf, daß im östlichen Teil der Wettersteinkalkscholle bei Eisenkappel die Grenzfläche zum Hauptdolomit weit nach Norden vorspringt. Der Wettersteinkalk wurde weit nach Norden über Raibler Schichten auf Hauptdolomit aufgeschoben. Diese Tektonik läßt sich als Überkippung von Wettersteinkalk auf Raibler Schichten mit Aufschiebung auf Hauptdolomit deuten. Eine ähnliche Tektonik findet man auch nördlich Riepl.

Das Tertiär des Preveniksattels liegt auf Hauptdolomit auf und fällt, wie aus Berichten aus dem Lagerstättenarchiv der Geologischen Bundesanstalt hervorgeht, nach Westen unter den Wettersteinkalk ein. Man hat hier eine ganz ähnliche Situation wie beim Tertiär bei Topitschnig, das in gleicher Weise eingeklemmt ist.

Der Hauptdolomit bildet eine Mulde, deren Südrand aber sehr stark gestört ist. Auch im Inneren dieser Mulde gibt es Störungen, wie die Raibler Schichten zeigen, die von unten heraufgeschuppt wurden. Nördlich des Sittersdorfer Berges grenzt der Hauptdolomit an hangenden Wettersteinkalk. Die Raibler Schichten fehlen großteils. Im Vergleich zur Süd-Grenze des Hauptdolomites ist die Nord-Grenze weniger gestört. Wie Profil 4 zeigt, bildet der Wettersteinkalk südlich des Jegat Kg. mit Raibler Schichten und Hauptdolomit eine Antiklinale.

Das Gebiet westlich der Vellach: Zwischen der Ost- und Westseite des Vellachtales gibt es zwar Unterscheide im Bau, doch folgt die Vellach keiner Störungslinie. Die Gesteinszüge, wie Partnach Schichten und Wettersteinkalk N Eisenkappel, der Hauptdolomit und der Wettersteinkalk bei Rechberg streichen ohne merkliche Störung über das Tal.

Neu gegenüber der Ostseite ist das Auftreten von Wettersteindolomit über dem Muschelkalk westlich Eisenkappel. Die Partnach Schichten liegen hier zwischen dem Wettersteindolomit im Süden und dem Wettersteinkalk der Trobewände im Norden. Die Partnach Schichten streichen außerdem östlich Eisenkappel ENE, westlich WNW, so daß hier ein Knick gegeben ist. Die große Südrandstörung dürfte sich auch noch sehr auf die südlichen Teile des Nordstammes ausgewirkt haben, wodurch in diesen Bereichen der Bau noch komplizierter geworden ist.

Die Scholle der Trobewände ist durch eine Störung vom Wettersteinkalk bzw. -dolomit des Jovan Berges getrennt. Nördlich von den Trobewänden folgt die von Osten her über die Vellach streichende Hauptdolomitmulde, deren Ränder stark gestört sind. Im Zentrum dieser Mulde kommen im nördlichen Bereich des Repnik Grabens Raibler Schichten und Wettersteinkalk antiklinal hervor, wobei Wettersteinkalk wieder fensterartig unter den Raibler Schichten hervorkommt. Der Kontakt zwischen diesen Gesteinskomplexen ist gestört, wie das unvollständig erhaltene Raibler-Profil im Bereich des Repnik Grabens zeigt. Das Ein-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fallen ist allgemein flach. Die Raibler Schichten tauchen achsial nach Osten unter den Hauptdolomit ab.

Es gibt in diesem Bereich einen noch gut erkennbaren Sattel- und Muldenbau, der durch die spätere Tektonik stark überformt wurde. Vor allem sind es Brüche, die den ursprünglichen Bau sehr zerstören. Nördlich und südlich des Hauptdolomites treten stark gestörte Raibler Schichten auf oder fehlen gänzlich. Diese Bruchlinien an den Muldenrändern ziehen weiter nach Westen und trennen Hoch und Kl. Obir.

Der Wettersteinkalk des Kunet Grabens bildet wieder eine Antiklinale, die gegen Osten abtaucht.

Eine eigene kleinere tektonische Scholle bilden Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit westlich Rechberg—Setz. Sie grenzt im Westen tektonisch an den Wettersteinkalk des nach Osten abfallenden Rückens des Altberges. Auch östlich Rechberg gibt es zwei kleinere Schollen Wettersteinkalk mit Resten von Raibler Schichten. Das Zerbrechen in kleinere Schollen nahe der Nordrand-Überschiebung ist hier groß.

Der Wettersteinkalk des Kunet Grabens und des Altberges mit den bei der Grafensteiner Alm aufliegenden Raibler Schichten bilden eine wenig gestörte Scholle. Sie ist im Westen durch den Einschnitt des Wildensteiner Baches, der einer Störung folgt, begrenzt.

d) Hoch und Kl. Obir

Hoch und Kl. Obir sind, was die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes betrifft, ein Gegenstück zur Petzen, doch der Bau ist anders. Ist die Petzen im Prinzip eine große, stark gestörte Mulde, so bilden Hoch und Kl. Obir eine große Antiklinale, wie Profil 8 zeigen soll. Während die Schichten am Kl. Obir flach nach Norden einfallen, fallen sie am Hoch Obir flach nach Süden bis Südosten ein. Zwischen den beiden Bergen zieht eine Störung durch. Der Bau wird als große Aufwölbung gedeutet, welche etwa im Scheitel so auseinandergebrochen ist, daß der hangende, die Vererzung tragende Wettersteinkalk auf der SE-Seite des Obirs zu liegen kam.

Im Gebiet des Obirs liegen die Raibler Schichten auf sehr unterschiedlichen Höhen. Am höchsten liegen sie auf der Südseite des Obirs (2050 *m*), im Einschnitt zwischen Hoch und Kl. Obir liegen sie 1680 *m* hoch, östlich des Obirs noch tiefer. Dies ist nur durch verschiedene vertikale Verstellungen zu erklären. Während einzelne Schollen horstartig herausgehoben wurden, sind andere grabenbruchartig abgesenkt. Die Hauptdolomitmulde östlich des Obirs mit den darunter liegenden Raibler Schichten und dem Wettersteinkalk bilden einen derartigen Einbruch. Auch die Raibler Schichten mit einer kleinen Scholle Wettersteinkalk nördlich des Hoch Obirs gehören zu diesem Einbruch, sind aber nicht so tief abgesenkt.

Während der Kl. Obir eine in sich wenig gestörte Scholle bildet, ist die Hoch Obir-Scholle von im Gelände gut erkennbaren Störungen durchzogen. Diese sind deutlich am ostabfallenden Rücken des Obirs zu erkennen, wo Reste von Raibler Schiefern an Störungen eingeklemmt sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Am besten ist südlich des Hoch Obirs (K 2044) eine etwa saiger bis steil südfallende Bruchfläche aufgeschlossen, welche die Gipfelscholle mit mittleren Wettersteinkalk von dem hangenden vererzten Wettersteinkalk abtrennt.

Mit der Heraushebung kam es zu Schollenverstellungen. Eine derartige Verstellung hat die Gipfelscholle erfahren, wo das Streichen NW—SE verläuft, im Gegensatz zu dem sonst vorherrschenden NNE—SSW Streichen. Es ist auch der ganze Block des Hoch Obirs gegenüber dem Kl. Obir verstellt, denn am Kl. Obir findet man nur etwa E—W-Streichen.

Die komplizierteste Tektonik gibt es auf der SE-Seite des Hoch Obirs, die der südliche Teil des Profils 7 veranschaulichen soll. Der hangende Wettersteinkalk wird östlich der See Alpe von Raibler Schichten überlagert. Beim Berghaus Fladung sind Raibler Schichten an einer NNE—SSW-Störung in den Wettersteinkalk eingesenkt, während weiter östlich von Brüchen begrenzter Wettersteinkalk unter den Raibler Schichten hervorkommt. Die Raibler Schichten werden vom Hauptdolomit überlagert. Alle diese Kontakte sind stark gestört. Der Hauptdolomit fällt nach SE unter den Wettersteinkalk des Jovan Berges ein. Der komplizierte Bau ergibt sich wahrscheinlich aus dem NW-Aufschub der Jovanberg-Scholle auf den Hauptdolomit und die Raibler Schichten.

4. Die Basisschollen am Nordrand und allgemein zum Bau des Nordstammes

Am Nordrand der Karawanken gibt es eine Reihe von Basisschollen, welche aus jüngeren Gesteinen, Neokom, Jura und Rhät, bestehen und von Triasgesteinen überschoben wurden. Im bearbeiteten Gebiet gehören die kleinen Juravorkommen südlich Globasnitz und südlich Altendorf, das Rhät am Jegart und im Vellachtal sowie die Schollen W Rechberg und N des Obirs zu diesen Basisschollen. Es erhebt sich die Frage, ob hier eine eigene Basiseinheit bzw. Sockeldecke nach J. Stini (1937) vorliegt oder ob es sich um abgeglittene, von der Trias noch überfahrene Schollen handelt. Um diese Frage zu entscheiden, sind Beobachtungen am gesamten Karawanken-Nordrand notwendig und der Aufbau der einzelnen Basisschollen zu studieren. Einen wichtigen Hinweis auf gravitatives Abgleiten bildet das Vorhandensein von Gleitschollen im Gebiet der Topitza und bei Globasnitz. Westlich Rechberg liegen kleinere Schollen von Jura-Neokom-Gesteinen nördlich der Karawankenüberschiebung. Wahrscheinlich sind diese Schollen nicht mehr in die Überschiebung einbezogen, sondern bereits im Vorland liegende Gleitschollen, ähnlich denen bei Globasnitz.

Das Rhät ist im Vellachtal deutlich vom Wettersteinkalk überschoben, während es weiter östlich am Jegart noch auf Hauptdolomit aufliegt. Man kann nicht sagen, daß das Rhät in dem einen Fall zur tieferen, im anderen zur höheren Einheit gehören würde. Diese Beobachtungen sind mit der Vorstellung einer eigenen Basiseinheit nicht in Einklang zu bringen.

Wenn auch der Nordstamm der Karawanken in verschiedene Baueinheiten gegliedert werden kann und es viele Differenzierungen im Bau gibt, so treten doch gewisse allgemeine tektonische Merkmale auf. Im

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ganzen Arbeitsgebiet wurden wiederholt Überkippungen beobachtet. Der Muschelkalk fällt vielfach nach Süden ein. Ob auch die Grenzfläche zum Paläozoikum steil Süd fällt, ist nicht eindeutig zu erkennen. Wahrscheinlich hat sie eine sehr steile Stellung.

Der Muschelkalk ist z. B. nördlich Leinschitsch auf Wettersteindolomit überkippt, bei Brunner auf Partnach-Schichten, NW der Luscha Alm auf Wettersteindolomit. Auf der Nordseite der Petzen sind Raibler Schichten nach Norden überkippt und fallen unter steil N-fallenden Wettersteinkalk ein. Nördlich Riepl liegt eine inverse Folge von Raibler Schichten auf Hauptdolomit auf. Es scheint verschiedene Grade der Überkippung zu geben. Nördlich der Topitza ist Wettersteinkalk weit über die Raibler Schichten gekippt und abgeglitten. Auch eine kleinere Scholle von Raibler Schichten ist hier auf Hauptdolomit liegend erhalten geblieben.

Man kann in diesen Beobachtungen ein wichtiges Bauprinzip sehen und dieses auch auf die Basisschollen am Karawanken-Nordrand anwenden. Nach diesen Beobachtungen sind die jüngeren Gesteine des Rhät, Jura und Neokom, welche ursprünglich die oberste Auflagerung gebildet haben, nach Norden überkippt worden, so daß inverse Folgen entstanden oder als Gleitschollen abgeglitten und von Triasgesteinen, meist vom Wettersteinkalk, überschoben worden.

Der Internbau der Schollen ist charakterisiert durch Falten- und Schuppentektonik. Besonders im Vellachtal ist eine sehr intensive Verfaltung zu sehen. In den Rhät-Gesteinen liegt auch eine Schuppe von Aptychenschichten. In den Schollen nördlich des Obirs sind keine Faltenstrukturen zu beobachten, hier dürfte Schuppung vorherrschen.

Die Überschiebung Wettersteinkalk auf Jura-Neokom-Gesteine ist südlich Lesjak (W des Wildensteiner Wasserfalles) in dem von K 884 zu K 1002 ziehenden Graben sehr gut aufgeschlossen. Die Überschiebungsfläche fällt etwa 35—40° nach Süden ein.

5. Zur Karawankenüberschiebung und zum Alter der Bewegungen

Die Überschiebungsfläche liegt verschieden hoch. Am Petzen-Nordrand liegt sie teils etwas über, teils unter 800 *m* und sinkt südlich Globasnitz auf zirka 650 *m* ab. Sie steigt gegen Westen (nördlich des Homarow Berges) wieder an und springt sodann weit nach Süden zurück, wo man nördlich der Oistra an der Straße auf zirka 1100 *m* Höhe einen schönen Tertiäraufschluß findet. Die Überschiebung liegt hier etwas höher als 1100 *m*. Von dieser Stelle ist die Auflagerung der Kalkscholle NW der Topitza auf tertiäre Konglomerate, die rotbräunlich anwittern und sich von den grauen Kalken gut abheben, deutlich zu sehen. Die Überschiebungsfläche fällt flach nach Süden ein. Gegen Westen ist wieder ein Absinken der Überschiebungsfläche zu erkennen, die im Vellachtal im Niveau der Vellach liegt.

Die Karawankenüberschiebung liegt auf jugoslawischem Gebiet östlich der Petzen etwas südlich des Rischberges. An einer großen Störung, dem Petzenverwerfer (J. Strucl, 1965), wird das Massiv der Petzen um zirka

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

4 *km* nach Norden verworfen. Die Scholle der Gornja ist eine isolierte, auf Tertiär liegende kleinere Gleitscholle. Verbindet man die Tertiäraufschlüsse vom Rischberg mit dem auf 1100 *m* nördlich der Oistra gelegenen Aufschluß, so ergibt sich aus dieser Verbindungslinie eine Überschiebungslinie von mehreren Kilometern. Nach HERITSCH & KÜHN (1951) ist auf Grund von Bohrungen die Trias des Homarow Berges südlich Globasnitz 1700 *m* weit überschoben worden. Die Verbindungslinie vom Tertiär nördlich der Oistra zum Tertiär im Vellachtal ergibt eine wesentlich geringere Überschiebungsweite.

Auf der Nordseite des Obirs ist einerseits die Überschiebung der Rhät-Jura-Neokom-Gesteine, andererseits die des Tertiärs zu beachten. Die Überschiebung des Tertiärs war während der Straßenarbeiten im Vellachtal (Abb. 10) gut aufgeschlossen. An der NW-Seite des Obirs liegt die Höhe der Überschiebung auf Tertiär etwa bei 800 *m* SH, während sie beim Wildensteiner Wasserfall etwa bei 600 *m* SH liegt. Die Höhe der Überschiebungsfläche Wettersteinkalk auf Jura-Neokom liegt beim Wildensteiner Wasserfall bei zirka 740 *m*, sie steigt nach Westen auf etwa 1300 *m* an und sinkt zum Freibachtal wieder ab. Aus dem Verlauf dieser Überschiebungslinie ergibt sich deutlich eine mittelsteil nach Süden einfallende Fläche.

Den besten Anhaltspunkt für eine altersmäßige Gliederung der Bewegungen liefert das Tertiär des Nordrandes wie das vom Prevernik Sattel. Dieses als U-Sarmat eingestufte Tertiär wurde überschoben und östlich Eisenkappel gehoben und eingeklemmt. Aus dem Tertiär ergeben sich wesentliche nach-untersarmatische Bewegungen, die in horizontale Überschiebungs- und vertikale Hebungs- bzw. Absenkungskomponenten zu gliedern sind. Durch diese jungtertiäre Tektonik sind wahrscheinlich die vielen Brüche, die grabenbruchartigen Einsenkungen und die horstartigen Heraushebungen bewirkt worden. Auch die Gleittektonik ist in die Zeit Sarmat bis Ende Tertiär zu stellen. Es ist anzunehmen, daß es in Zusammenhang mit diesen Bewegungen auch zu Dehnungserscheinungen gekommen ist, wie sie R. W. VAN BEMMELEN (1969) annimmt, welche die Absenkungen von Schollen besser erklären als starke Einengungen.

Anhaltspunkte für jungtertiäre Hebungen liefern auch konglomeratartig verfestigte Tertiärgerölle, die man auf dem Plateau der Petzen findet, welche bereits von E. v. MOJSISOVICS (1870) gefunden und beschrieben wurden.

Diese junge Tektonik überprägte sehr intensiv einen älteren vorsarmatischen Bau mit Sattel- und Muldenstrukturen, wie aus den noch vorhandenen Sätteln und Mulden hervorgeht. Eine Rekonstruktion des älteren Baugeschehens wird dadurch sehr erschwert.

Eine eigene quartäre Tektonik wird in den Karawanken für unwahrscheinlich gehalten. Die jungquartären Schotter im Vellachtal haben keine tektonische Verstellung erfahren. Die für junge Hebungen angeführten Breccien werden als Hangbreccien angesehen, deren Alter nicht gesichert ist, die aber mit einer quartären Tektonik nicht in Zusammenhang gebracht werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Literatur

BEMMELEN, R. W. van: Großtektonische Probleme der östlichen Südalpen. — Karawankensymposium, Laibach 1969.

CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J., FAIRBRIDGES, R. W.: Carbonate Rocks. — Developments in Sedimentology, 9 A und 9 B, Elsevier Vlg. Amsterdam, 1967.

CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze ?" — Mitt. Geol. Ges., Bd. 36—38, Wien 1949.

DEFFEYES, K. S., LUCIA, F. J. & WEYL, P. K.: Dolomitisation of recent and pliopleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonair, Netherland Antilles. — In: Pray, L. C. & Murray, R. C. (editors): Dolomitization and limestone diagenesis. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. No. 13, 1965.

EPPENSTEINER, W.: Die schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14.—15. Bd., Wien 1963—1964.

EXNER, CH.: Aufnahmen 1960 im Gebiet von Eisenkappel, östlich der Vellach. — Verh. Geol. B. A., 1961.

FABRICIUS, F.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. Geol. Ges., *113*, Hannover 1962.

FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothemes of the Alpine Triassic. — Kansas Geol. Survey Bull. *169*, 1964.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. — N. Jb. Mineralogie, Mh., Heft 2, Stuttgart 1964.

FUCHS, W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen" und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. — Verh. Geol. B. A., Wien 1967.

GANNS, O. & KÜMMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinsh., *15*, Innsbruck 1954.

GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagentischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). — Diss. München 1966.

GOSPODARIC, R.: Probleme der Bruchtektonik der NW-Dinariden. — Geol. Rdsch., *59*, Stuttgart 1969.

HERITSCH, F.: Glaziale Studien im Vellachtal. — Mitt. Geograph., Ges. Wien, Heft 8 und 9, 1906.

HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. — In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. — Deuticke Wien, 1951.

HOLLER, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. — Carinthia II, Sonderheft 7, Klagenfurt 1936.

HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *96*, Wien 1951.

HOLLER, H.: Zur Stratigraphie des Ladins im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. — Carinthia II, 70, Heft 2, Klagenfurt 1960.

HOLZER, H.: Berichte über geologische Aufnahmen im Gebiet Eisenkappel. — Verh. Geol. B. A., Wien 1962—1967.

JURGAN, H.: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rdsch., *58*, Stuttgart 1969.

KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sonderheft 16, Klagenfurt 1953.

KAHLER, F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. — Geol. Rdsch., *43*, 1, Stuttgart 1955.

KLAUS, W.: Mikrosporenhorizonte in Süd- und Ostkärnten. — Verh. Geol. B. A., Wien 1956.

KOSTELKA, L.: Eine genetische Gliederung der Blei-Zink-Vererzungen südlich der Drau. — Carinthia II, *155*, 75 Jg., Klagenfurt 1955.

KOSTELKA, L. & SIEGL, W.: Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zink-Vererzung in den Drau-Kalkalpen. — Atti del Simposium Internationali sui giacimenti minerari delle Alpi. Saturina, Trento 1966.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KOSTELKA, L. & SCHULZ, O.: Die Tektonik des Blei-Zinkerzrevieres Rubland. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 114, 12, Wien 1969.

KRAUS, O. & OTT, O.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., *8*, München 1968.

KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — Jb. Geol. B. A., Wien 1969.

KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L.: Stratigraphy and Sedimentation. — 2. ed., Freeman, San Francisco Calif., 1963.

LAPORTE, L. F.: Carbonate Deposition near Mean Sea-leval and Resultant Facies Mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of N. Y. State. — Am. Ass. Petrol. Geologists, Bull. *51*, 1, 1967.

LEIGHTON, M. W. & PENDEXTER, CH.: Carbonate Rock Types. — Am. Ass. Petrol. Geologists, Memoir 1, 1967.

LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. — J. Geol. *72*, 1, 1964.

MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit" of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. — In: Carbonate Sedimentology in Central Europe. Edited by G. Müller & Friedman, G. M., Springer Verlag 1968.

MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. & TOSCHEK, P. H.: Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen. — Veröffentl. d. Universität Innsbruck, *8*, Alpenkundl. Studien, Innsbruck 1969.

MOJSISOVICS E. v.: Über das Vorkommen der sogenannten Augensteine in den Südalpen. — Verh. d. Geol. R. A., Wien 1870.

OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Bayer. Akad. d. Wiss. mathemat. nat. Klasse, Abh., neue Folge, Heft 131, München 1967.

PLÖCHINGER, B. & WIESENEDER, H.: Ein Biotitandesit-Tuff im Reiflinger Kalk des Schwarzkogels bei St. Gallen im Ennstal, OÖ. — Verh. Geol. B. A. 1965.

PREY, S. & KAHLER, F.: Beiträge zu einem Karawankenprofil. — Mitt. Geol. Ges., 50. Bd., Wien 1958.

RAINER, H.: Diskussionsbemerkungen zum Thema „Entstehung von Blei-Zink-Erzlagerstätten in Karbonatgesteinen. — Berg.- u. Hüttenm. Mh., *9*, Wien 1957.

REINECK, H. E.: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. — Abh. senkenb. naturf. Ges., *505*, Frankfurt 1963.

RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transsionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges) Kärnten-Österreich. — Mitt. Ges. f. Geol. u. Bergbaustud., 14.—15. Bd., Wien 1963—1964.

ROSENBERG, G.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., Wien 1959.

SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — Tscherm. Min. Petr. Mitt. *48*, Leipzig 1936.

SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck, Austria. — Verh. Geol. B. A., Wien 1965.

SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck, Austria. 1. Fortsetzung. — Ber. Nat.-Med. Ver. 54, Innsbruck 1966.

SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Austria. — Geol. Rundschau *56*, Stuttgart 1967.

SCHERMANN, O.: Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmischen Masse. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16. Bd., Wien 1966.

SCHLAGER, W.: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch., *59*, Stuttgart 1969.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHULZ, O.: Die diskordanten Erzgänge vom „Typus Bleiberg" syndiagentische Bildungen. — Atti del Simposium Internationale sui giacimenti minerari delle Alpi. Saturina, Trento 1966.

SCHULZ, O.: Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg—Kreuth (Kärnten). — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, Bd. XII, Heft 2—3, Wien 1968.

SIEBER, R.: Bericht 1964 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen zu geologischen Arbeiten in Nordtirol und Kärnten. — Verh. Geol. B. A., Wien 1965.

SIEBER, R.: Bericht 1966 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten im südöstlichen Kärnten. — Verh. Geol. B. A., Wien 1967.

SIEBER, R.: Bericht 1967 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten in Kärnten. — Verh. Geol. B. A., Wien 1968.

SCHNEIDER, H. J.: Facies differenziation and controlling factors for the depositional lead-zink concentration in the Ladinian geosyncline of the eastern Alps. — Developments in Sedimentology, Vol. 2, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam 1964.

SRBIK, R. v.: Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. — N. Jb. f. Min. etc., Sonderb. 3, Stuttgart 1941.

STINI, J.: Deckenbau und Ost—West-Schub im Obirgebirge. — Akad. Anz. Nr. 25 vom 16. 12. 1937, Wien 1937.

STINI, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). — Carinthia II, 128. Jg., Klagenfurt 1938.

STRUCL, I.: Geologische Charakteristik der Lagerstätte von Mezica und Umgebung. — In: 300 Let Meziski Rudniki, Mezica 1965.

TEBBUTT, G. E., CONLEY, C. D. & BOYD, D. W.: Lithogenesis of a Distinct Carbonate Rock Fabric. — Wyoming Geol. Survey, Contrib. Geol. 4, No. 1, 1965.

TELLER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karawanken und Julischen Alpen. — K. K. Geol. R. A., Wien 1896.

TOSCHEK, P.: Sedimentological Investigation of the Ladinian „Wettersteinkalk" of the „Kaiser Gebirge" (Austria). — In: Carbonate Sedimentology in Central Europe. Edited by G. Müller & Friedman, G. M., Springer Verlag. 1968.

USDOWSKI, H.-E.: Die Genese von Dolomit in Sedimenten. — Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Springer Verlag 1967.

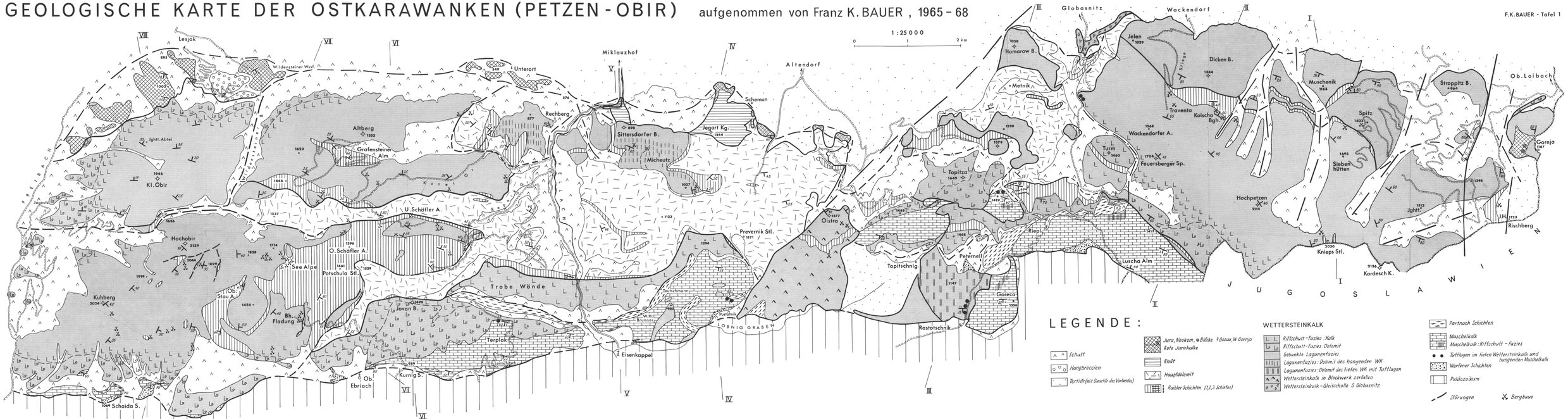
WILSON, R. C. L.: Particle nomenclature in carbonate sediments. — N. Jb. f. Geol. u. Pal., Mh., Stuttgart 1967/1968.

WOLF, K. H.: Gradational Sedimentary Products of Calcarious Algae. — Sedimentology, 5, Elsevier Amsterdam 1965.

GEOLOGISCHE KARTE DER OSTKARAWANKEN (PETZEN - OBIR)

aufgenommen von Franz K. BAUER, 1965 - 68

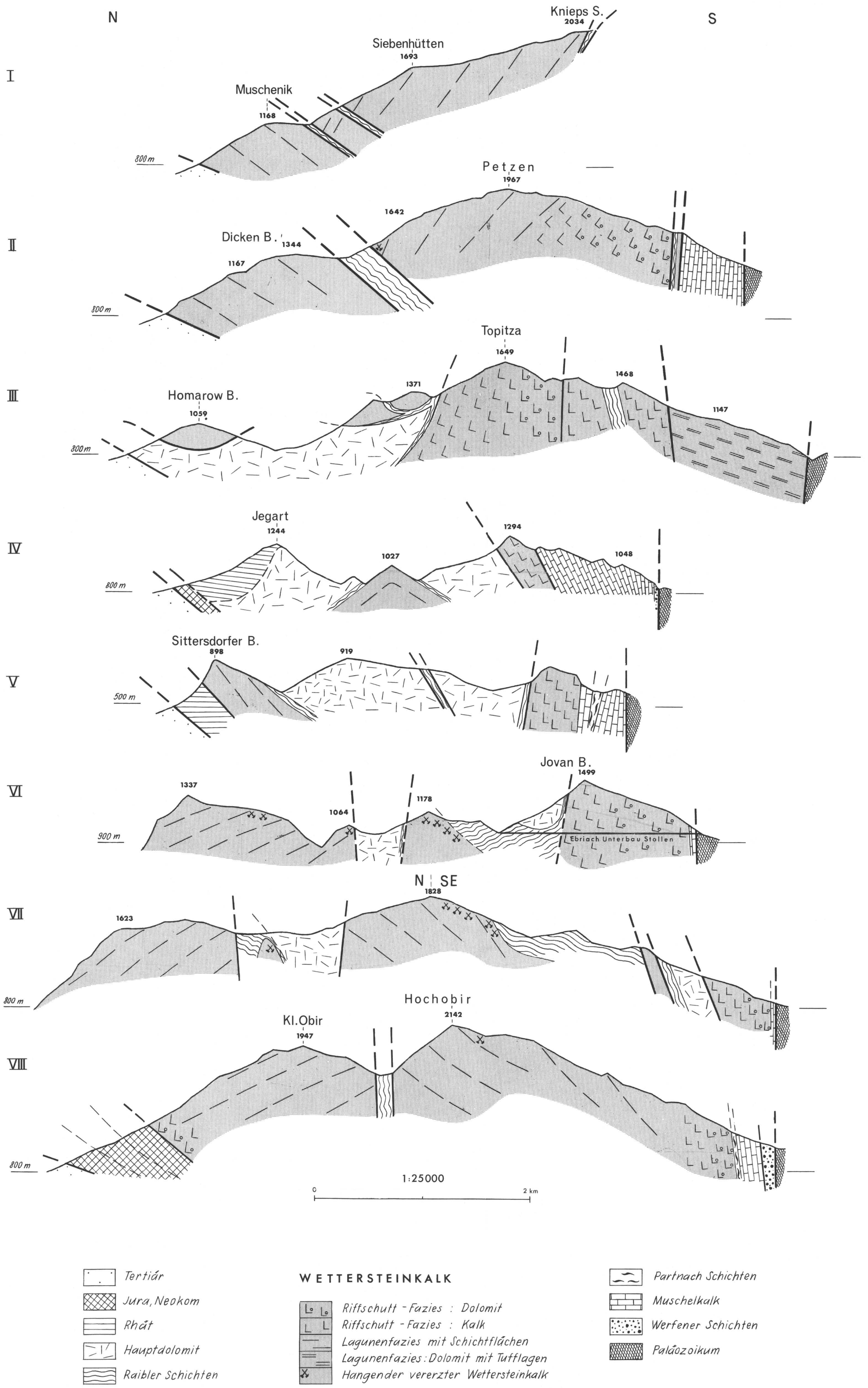
F.K.BAUER - Tafel 1



Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 113. Band, 1970

Druck: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Druck: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1970

Band/Volume: 113

Autor(en)/Author(s): Bauer Franz K.

Artikel/Article: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir 189-245