

Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland)

Autor(en): **Genge, Erwin**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **51 (1958)**

Heft 1

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162432>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland)

Von Erwin Genge jun., Wilderswil (Kanton Bern)

Mit 7 Textfiguren und 8 Tafeln (I–VIII)

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	153
Einleitung	154
a) Topographischer Überblick	154
b) Tektonische Situation	156
Allgemeine geologisch-morphologische Übersicht	157
a) Die Spillgerten-Teildecke	157
b) Zone zwischen Spillgerten-Teildecke und Twierienhorn-Schuppe	157
c) Die Twierienhorn-Schuppe	158
d) Zone zwischen Twierienhorn-Schuppe und Niesendecke	158
e) Tektonische Stellung der Gipsvorkommen in der Umgebung der Ortschaft Schwenden	159
f) Glazialmorphologische Hinweise	160
Die Schichtreihe der Spillgerten-Teildecke	161
a) Allgemeines	161
b) Veränderung des Gesteinscharakters durch Dolomitisation und siderolitische Einflüsse	163
c) Stratigraphische Stellung der Rauhacken	165
Die Trias	167
Einleitung	167
Bereich der gewürmelten Kalke (Anisien)	169
a) Unterste gewürmelte Kalke	169
b) Unterste Diploporenkalke	171
c) Mittlere gewürmelte Kalke	172
d) Helle und hellstriemige Kalke	172
e) Oberste gewürmelte Kalke	173
Bereich der oolithischen Kalke (Anisien)	174
a) Untypische Kalke	174
b) Helle diploporenführende Kalke	175
c) Suturenreiche oolithische Kalke	176
d) Kalke mit Kieselknöllchen	177
e) Monotone oolithische Kalke	177
f) Kalke mit <i>Spirigera trigonella</i>	178
g) Feinspätige oolithische Kalke	179
h) Dreibankserie	179
Bereich der gebänderten Kalke (Ladinien)	181
a) Gesteinsarten	181
b) Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk	182
c) Die Diploporenvorkommen	183
d) Die obersten Partien der gebänderten Kalke (dunkle Dolomite)	184

Bereich der hellen Dolomite (Ladinien)	185
a) Gesteinsarten	185
b) Bemerkungen betreffend die Hangendgrenze	185
Bereich der spätigen Lumachellen und überlagernden Dolomite (Carnien ?)	186
a) Lumachellen mit <i>Myophoria goldfussi</i>	186
b) Die Dolomite	188
Bereich der Dolomitbreccien (Norien ?)	188
a) Die gelben Schiefer (Leitniveau)	188
b) Die Dolomitbreccien	189
c) Bemerkungen zur Entstehung der Breccien	190
Die Mytilusschichten	193
Einleitung	193
Die Unterlage der Mytilusschichten	194
Festlandsperiode und siderolithische Bildungen	194
Die transgressiven Sedimente	195
1. Typus: Kohlige, gelbrostige und graue Mergel über nur lokal mit Schutt bedeckter und wenig abgetragener Trias	196
2. Typus: Transgressionskonglomerate mit <i>Bauneia multitalulata</i> über mässig stark abgetragener Trias	196
3. Typus: Direkter Kontakt zwischen jüngeren Sedimenten und stark abgetragener Trias	197
4. Typus: Starke Schuttbedeckung der Trias mit nach oben sich verringernder Korngrösse	197
Mytilusschichten und Malmbasis	198
a) Allgemeiner Überblick	198
b) Die basalen Mytilusschichten	198
c) Die unteren Mytilusschichten	199
d) Die oberen Mytilusschichten	199
e) Die Malmbasis	202
Der Malm	203
Résumé	206
Literaturverzeichnis	207

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN

Textfiguren

1. Lageskizze	154
2. Topographischer Übersichtsplan	155
3. Übersichtsprofil der Spillgerten-Teildecke	162
4. Ansichtsskizze des «Mäniggrates»	166
5. Schichtfolge der basalen Trias (Anisien)	170
6. Schematische Darstellung der transgressiven Lagerung von Mytilusschichten und Malm über schiefgestellter und abgetragener Trias	195
7. Obere Mytilusschichten-Malmbasis. Gegenüberstellung der Profilaufnahmen von H. H. RENZ (1935), H. WEISS (1949) und E. GENGE jun. (1958).	200

Tafeln

I. Gesteinstypen: Gewürmelte Kalke, oolithische Kalke (Anisien)
II. Gesteinstypen: Niveau der Kalke mit <i>Spirigera trigonella</i> (Ob. Anisien)
III. Gesteinstypen: Kalk mit Kieselknöllchen (Ob. Anisien), gebänderte Kalke (Ladinien)
IV. Gesteinstypen: Gebänderte Kalke (Ladinien)
Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk: Zufuhrwege
V. Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk: Zufuhrwege, räumliche Verteilung
VI. Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk: Räumliche Verteilung
VII. Breccienbildung
VIII. Fossilien

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, Direktor des Geologischen Institutes der Universität Bern.

Die Feldaufnahmen erstreckten sich auf die Sommermonate der Jahre 1946, 1947 und 1949. In den folgenden Jahren wurden des öfters ergänzende Begehungen ausgeführt. Dabei konnten auch Beobachtungen und Vergleiche in benachbarten Gebieten gesammelt werden. Die im Maßstab 1:10000 aufgenommene geologische Karte wie auch die Beleghandstücke mit den zugehörigen Anschliffen, Dünnschliffen und Photographien sind im Geologischen Institut in Bern aufbewahrt.

Die Trias der südlichen Klippendecke zwischen Ober- und Niedersimmental hat seit 45 Jahren keine Neubearbeitung erfahren. Die stratigraphische Beschreibung der triasischen Schichtreihe sowie Hinweise auf ihre faziellen Eigentümlichkeiten stehen daher im Mittelpunkt meiner Arbeit.

Mein ganz besonderer und herzlichster Dank gilt meinem hochgeschätzten Lehrer, Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, für sein stets wohlwollendes Entgegenkommen und sein grosses Interesse an allen im Verlauf der Feld- und Laboratoriumsuntersuchungen wie auch bei der Abfassung der vorliegenden Arbeit sich stellenden Fragen. Ich verdanke ihm viele wertvolle Anregungen und Ratschläge. So wies er mich auf die Bedeutung des Dolomitproblems hin und machte mich auf den Einfluss der Thixotropie bei der Bildung von Primärbreccien aufmerksam.

Grossen Dank schulde ich Herrn Prof. Dr. F. ELLENBERGER, Paris, der mir zeigte, wie dolomitisierte Versteinerungen aus kalkigem Gestein herauspräpariert und dadurch der Bestimmung zugeführt werden können. Er stellte mir zudem in freundlicher Weise die ausgezeichneten Fossilabbildungen seiner im Druck befindlichen Dissertation zu weiteren Bestimmungen zur Verfügung und überprüfte meine Resultate.

Die Identifizierung und Bestimmung von Algen, Solenoporen, Stromatoporen, Bryozoen und einiger Korallen übernahm Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER, Lausanne, der ich für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen herzlich danke.

Herrn Prof. Dr. M. WELTEN bin ich für die Ausführung einer Pollenanalyse sehr zu Dank verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. TH. HÜGI danke ich besonders für die Durchführung chemischer Gesteinsanalysen und für seine Bereitwilligkeit, mir bei chemisch-petrographischen Fragen Rat zu erteilen.

Den Herren Prof. Dr. H. GÜNZLER-SEIFFERT und Prof. Dr. R. F. RUTSCH sowie meinem Studienkamerad, Privatdozent Dr. H. GRUNAU, bin ich für manchen nützlichen Ratschlag und Hinweis ausserordentlich dankbar.

Mein herzlicher Dank gilt auch meinem Freunde, Herrn Dr. chem. R. AMMANN, der mir beim Aufstellen zweckdienlicher Versuchsanordnungen wertvolle Hilfe geleistet hat.

Nicht zuletzt danke ich Herrn A. SOMMER für die Herstellung von Photographien und Dünnschliffen und besonders auch für seine trefflichen praktischen Ratschläge und seine Hilfsbereitschaft.

Gerne gedenke ich hier der aufrichtigen Gastfreundschaft, die ich immer wieder bei den Familien K. BAUMER und H. BRINGOLD in Schwenden geniessen durfte.

Meinen Eltern, die mir mein Studium überhaupt ermöglichten, und meiner geliebten Frau, deren grosses Verständnis wie auch tätige Mithilfe bei der Herstellung zahlreicher Gesteinsanschliffe und bei der Durchsicht des Manuskripts meine Arbeit erleichtert haben, gebührt meine tiefe Dankbarkeit.

Die Drucklegung der vorliegenden Arbeit und besonders die Veröffentlichung des Bildmaterials wurden in sehr verdankenswerter Weise sichergestellt durch eine Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft und einer Zuwendung der Polizeidirektion des Kantons Bern aus den Ertragnissen der «Seva».

EINLEITUNG

a) Topographischer Überblick

Unser Untersuchungsgebiet liegt in der Gegend der Spillgerten und des Seehorns und umfasst einen Teil des rechtseitigen Abhanges des Fermeltales sowie die Bergtäler Grimmi, Wildgrimmi, Alpetli und Alp. Es kann erreicht werden, indem man von der auf der linken Seite des Thunersees (Berner Oberland) gelegenen Ortschaft Spiez zuerst in W-Richtung das Simmental bis Oey-Diemtigen und dann in SW-Richtung das Diemtigtal bis Schwenden hinaufsteigt.

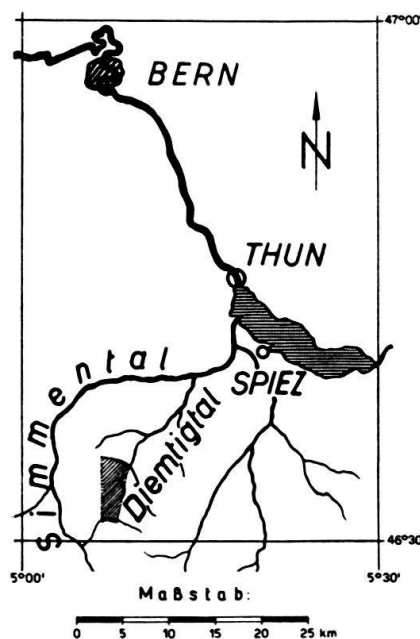


Fig. 1. Lageskizze.

Die Grenze des kartierten Geländes verläuft vom Zusammenfluss des Senggibaches und des Fildrichs (P. 1162), N des Kurheims Grimmialp (Schwenden), WNW-wärts dem Wege nach in den Talkessel der Alp und die steile Felswand empor zur Alp Seeberg (P. 1804). Von hier aus gegen S hin über den Fromattgrat ins Alpetli und dort dem Fuss der Felswände entlang bis zur Scheidegg (P. 1991) fällt sie mit der E-Grenze des von W. WEGMÜLLER (1953) aufgenommenen Gebietes zusammen. Weiter in S Richtung quert sie den Grat zwischen Hinter- und

Vorder-Spillgerten und erreicht nach steilem Abfallen den Weiler Zihl (P. 1377,2) im Fermeltal. Hierauf folgt sie dem Fermelbach auf einer Länge von 1 km nach E, wendet sodann nach NNE und führt den Graben aufwärts zum Oberen Blutlig

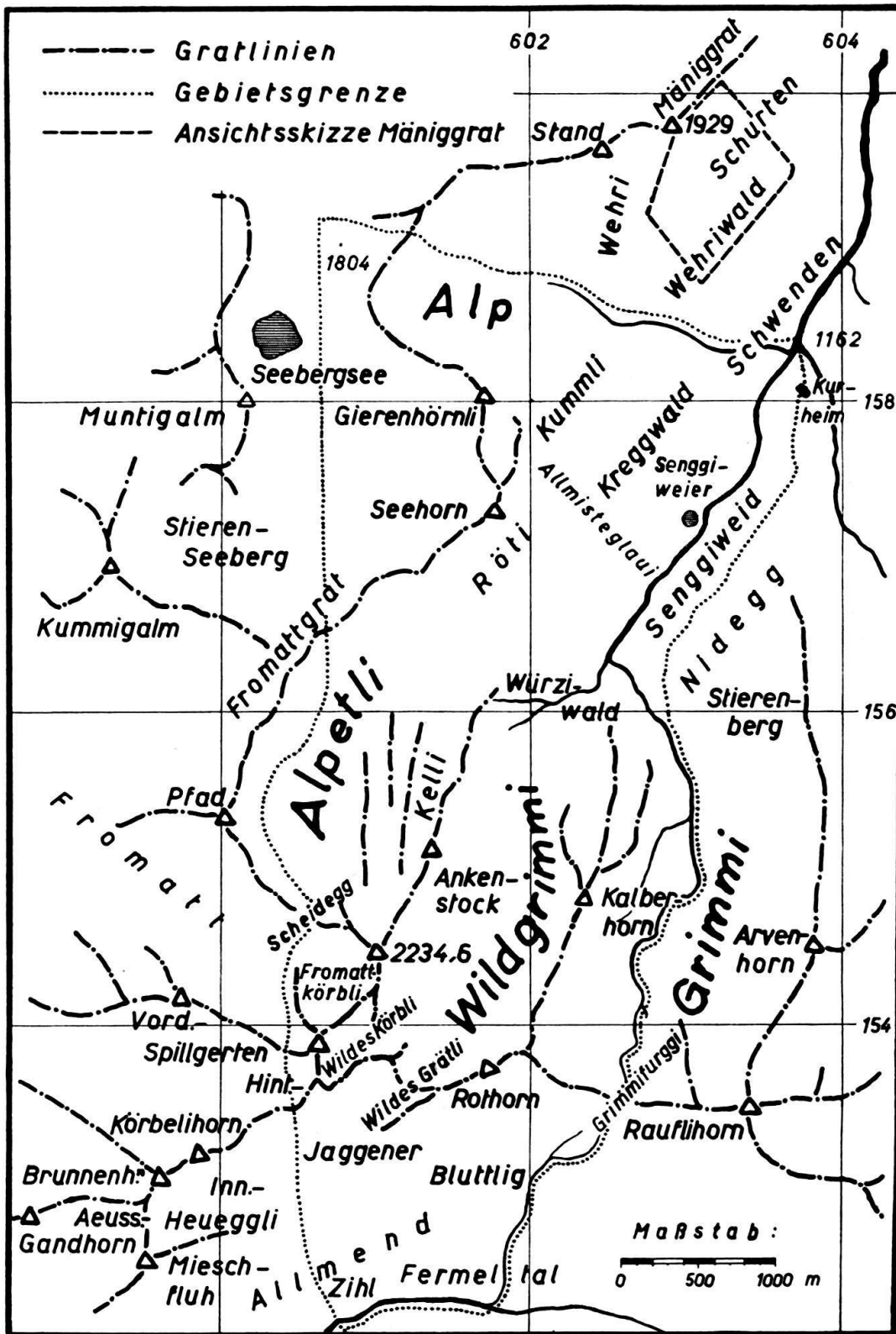


Fig. 2. Topographischer Übersichtsplan.

und weiter über das Grimmifurggi (P. 2024) ins Grimmi. Hier begleitet sie zuerst den Bacheinschnitt bis zur hinteren Nidegg (P. 1396) und kehrt schliesslich längst des Weges über Nidegg (P. 1430), Egg, Kurheim Grimmialp zum Ausgangspunkt (P. 1162) zurück. Im Abschnitt zwischen dem Fermelbach und dem Kurheim Grimmialp bildet sie zugleich die Abgrenzung gegen den von AUG. LOMBARD untersuchten Bezirk.

Die Kartierung erfolgte in den Sommermonaten der Jahre 1946–1949. Als topographische Grundlage diente ein von der Eidgenössischen Landestopographie in Bern im Maßstab 1:10000 angefertigter Ausschnitt aus den Blättern Wildstrubel (263) und Gantrisch (253) der neuen Landeskarte der Schweiz (1:50000). In der vorliegenden Arbeit wurden die der neuen Landeskarte entnommenen Ortsbezeichnungen verwendet. Die auf der Karte nicht angeführten Lokalnamen sind in Anführungszeichen gesetzt.

b) Tektonische Situation

Unsere Aufnahmen (Maßstab 1:10000), die im Geologischen Institut in Bern deponiert sind, umfassen ein Teilstück des von FR. JACCARD (1904) 1901–1904 und von F. RABOWSKI (1912) 1906–1911 geologisch untersuchten und kartierten Gebietes. Die geologische Karte von RABOWSKI (Maßstab 1:50000) und insbesondere seine Profilserien (1912, 1920) vermitteln ein anschauliches Bild über den relativ sehr einfachen tektonischen Bau, der hier am südlichen Erosionsrand der romanischen Voralpen (Préalpes romandes) aus zwei Teildecken bestehenden Klippendecke (Nappe des Préalpes médianes). Die Twierienhorn-Schuppe, die untere der beiden starren, von M. LUGEON und E. GAGNEBIN (1941) treffend als «Médianes rigides» bezeichneten, isoklinal nach NW einfallenden Schubmassen, besteht nur aus triasischen Sedimenten. Die obere, die Spillgerten-Teildecke, besitzt dagegen eine vollständigere Schichtreihe aus Trias, Mytilusschichten, Malm, Couches rouges und Flysch. Zwischen beiden Decken und ebenso an der Grenze zu der sie im SE unterlagernden Niesendecke treten Rauhacken und Dislokationsbreccien sowie stark verschuppte Gesteinspakete auf, in denen zur Hauptsache triasische Dolomite und Gips sowie Oberkreide-Kalke und Flysch vertreten sind. Sie werden von M. LUGEON und E. GAGNEBIN ihrer tektonischen Stellung wegen als «fenêtres mitoyennes» benannt und als aus dem Untergrund stammende, vor der Niesendecke und der Twierienhorn-Schuppe hochgefaltete ultrahelvetische Gesteine betrachtet.

Die Gipsmassen von St. Stephan, Schwenden und Diemtigen zeigen, dass die Spillgerten-Teildecke und ihre liegende Abspaltung, die Twierienhorn-Schuppe, eine plastische Unterlage besitzen können. Dies mag die Tatsache miterklären helfen, dass die massigen Gesteinsserien der Trias und auch des Malm teils wenig gestört, teils sehr stark zerklüftet oder zerrüttet und von Brüchen durchsetzt sind. Wellige Verbiegungen dagegen sind nur lokal, und zwar besonders in den etwas besser gebankten triasischen Schichten an der Basis der Decken zu beobachten. Mehrere flache Aufwölbungen grösseren Ausmasses, die in axialer Richtung verlaufen, treten nach F. RABOWSKI (1920) am Brunnenhorn, an den Spillgerten, am Seehorn, am «Mäniggrat» und am Abendberg in Erscheinung. Diese Aufwölbungen und Einmuldungen stehen gelegentlich auch im Zusammenhang mit

Hebungen und Verstellungen, die, wie beispielsweise am «Mäniggrat», in ihrer Anlage älter sind als die alpine Gebirgsbildung.

ALLGEMEINE GEOLOGISCH-MORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT

a) Die Spillgerten-Teildecke

Im Südwesten unseres Gebietes verzweigt sich der Bergzug Brunnenhorn-Hinter-Spillgerten (P. 2476,4), an dessen Aufbau alle tektonischen Einheiten beteiligt sind, gegen NE hin in mehrere Bergketten.

Auf der NW-Seite des Fromattgrates und des Seehorns (P. 2281,0) bewirken Flysch und Couches rouges der Spillgerten-Teildecke, die von P. BECK (1922) so genannt wurde, die weichen Geländeformen der Alpweiden Fromatt und Seeburg. Die vor der Transgression der Couches rouges verschieden stark abgetragenen massigen und koralligen Malmkalke bilden die Gipfelpartie der Spillgerten und, von SW nach NE in zusammenhängender Aufeinanderfolge, die steilen Felswände des Fromattgrates, des Seehorns, des Kessels der Alp und des ausserhalb unseres Gebietes gelegenen SW-Teil des «Mäniggrates». Die weichen, leicht verwitternden Mytilusschichten, die zudem zwischen den starren Komplexen des Malms und der liegenden Trias stärkerer tektonischer Beanspruchung ausgesetzt waren, begünstigen zusammen mit dem Auftreten von Brüchen und Klüften die Bildung von flacheren Hangpartien und Taleinschnitten, so die Karnischen des «Wilden Körbli» im E und des «Fromattkörbli» im N der Hinter-Spillgerten, das Hochtal des Alpetli am Fusse des Fromattgrates, die flachere Schulter der Röti am Seehorn und den halbkreisförmig von Malmfelswänden umschlossenen Talkessel der Alp. Die transgressiven Mytilusschichten und auf der S-Flanke der Spillgerten der Malm liegen über einer von NE gegen SW in zunehmendem Masse kräftig abgetragenen Trias. Diese baut mit ihren Kalken und Dolomiten die steil nach SE abfallenden Felswände des Brunnenhorns (P. 2221,1), des Körbelihorns (P. 2241) und der mittleren Partien der Hinter-Spillgerten auf, sowie gegen NE hin die «Wildgrimmifluch» (Ankenstock-Kette), die Talstufe am Eingang des Alpetli, die untere Hälfte der Seehorn-Ostflanke und die felsigen Abhänge des Kreggwaldes und des Wehriwaldes.

b) Zone zwischen Spillgerten-Teildecke und Twierienhorn-Schuppe

Die stark tektonisierten ultrahelvetischen Gesteine der «petite fenêtre mitoyenne» (M. LUGEON und E. GAGNEBIN, 1941), die im Gebiet des Äusseren Heueggli (P. 1968) zwischen Mieschfluh (P. 2155), Brunnenhorn (P. 2221,1) und Gandhorn (P. 2112,2) noch einen grösseren Raum beanspruchen, beschränken sich gegen NE hin auf eine schmale Zone, in der neben selteneren flyschähnlichen Sandsteinen hauptsächlich Rauhacken und Dislokationsbreccien anzutreffen sind. Sie verursachten an der Grenze zwischen Spillgerten-Teildecke und der sie unterlagernden Twierienhorn-Schuppe die flachere Hangpartie des Inneren Heueggli auf der SE-Seite des Brunnenhorns und Körbelihorns, wo sulfatführende Quellen auftreten, die Einsattelung (P. 2219) zwischen Spillgerten und Rothorn («Wildes Grätchen») und unterstützten die Bildung des öden, unwegsamen Bergtales des Wildgrimmi.

Am besten aufgeschlossen ist diese ultrahelvetische Zone wiederum ausserhalb unseres Gebietes zwischen Twierienhorn (P. 2304,2) und Hohmad (P. 1868,6), wo sie aus mehreren Couches rouges-, Flysch- und Rauhwanke-Lamellen besteht. Gips dagegen, wie er beim Äusseren Heueggli auftritt, ist hier nicht anzutreffen. Auf die tektonische Stellung der Gipsvorkommen am Abhang des Wehriwaldes (Schwenden) soll weiter unten hingewiesen werden.

c) Die Twierienhorn-Schuppe

Die von F. RABOWSKI (1912) als «Ecaille du Twierienhorn» benannte liegende Abspaltung der Klippendecke besteht nur aus triasischen Sedimenten. Ihre ziemlich massigen Kalke und Dolomite bauen, gleich wie diejenigen der Trias der Spillgerten-Teildecke, wiederum steile Felswände auf. Sie zieht sich von der Mieschfluh auf der rechten Seite des Fermeltales über die Felshänge des Jaggener an der S-Flanke der Spillgerten zum Rothorn (P. 2410,1) und Kalberhorn (P. 2095,4) im NE hin.

Im Würziwald, am N-Fuss des Kalberhorns, scheint die Twierienhorn-Schuppe plötzlich auszusetzen. Sie kommt erst 3 km weiter NE, am Tierlaufhorn und Twierienhorn wieder zum Vorschein. Dadurch wird der Eindruck von zwei getrennten, bei der «mise en place» auseinander getrifteten Schollen vermittelt.

d) Zone zwischen Twierienhorn-Schuppe und Niesendecke

An der Basis der Twierienhorn-Schuppe, folgt nochmals eine ultrahelvetische Zone, die «grande fenêtre mitoyenne». Sie tritt jedoch morphologisch weniger in Erscheinung, weil sie mit den Flyschgesteinen der liegenden Niesendecke verschuppt ist, die ohnehin weiche Geländeformen bewirken.

Entgegen den Angaben von F. RABOWSKI (1920) lassen sich Rauhwancken und Dislokationsbreccien, seltener Dolomite, grüne und graue sandige Schiefer sowie hellrötliche Oberkreide-Kalke auch auf der rechten Seite des Fermeltales, im Allmendwald, beobachten. Diese Zone, in der einige sulfathaltiges Wasser führende Quellen austreten, wird gegen NE hin durch die glazialen Ablagerungen des Unteren Bluttlig (P. 1756) überdeckt. Sie kommt am Grimmifurggi (P. 2024), dem Passübergang vom Fermeltal ins Diemtigtal, erneut zum Vorschein. Verschiedene, im Niesenflysch steckende Lamellen aus Triaskalk und -dolomit, Rauhwancken, Oberkreide-Kalken, grünen Schiefen und Flysch finden sich hier, längs der durch einen kleinen, «Kilchli» genannten Hügel (P. 2057,3) zweigeteilten Einsattelung zwischen Rothorn (P. 2410,1) und Rauflihorn (P. 2322,7), auf einer Strecke von etwa 300 m.

Dieses Vorkommen ultrahelvetischer Gesteine am «Grimmipass» ist von F. RABOWSKI (1920), M. BORNHAUSER (1928), M. DE RAAF (1934) wie auch M. LUGEON und E. GAGNEBIN (1941) erwähnt, sowie von AUG. LOMBARD (1942) letztmals eingehend beschrieben worden. Die strukturellen Verhältnisse sind aber derart kompliziert, dass auch bei meiner Kartierung im Maßstab 1:10000 nicht alle Einzelheiten festgehalten werden konnten. Störend ist zudem, dass, neben der starken Bedeckung durch Schutt und Vegetation, die tektonisierten triasischen und oberkretazischen Gesteine oft durchaus rauhwanckeartig anwittern und da-

durch nicht immer von den übrigen Rauhwacken abzutrennen sind (E. GENGE jun., 1952).

Die in Begleitung von Oberkreide-Kalken auftretenden Rauhwacken besitzen eine etwas rötlich-braunere Verwitterungsfarbe als der Niesenflysch¹). Dies erlaubt, den ungefähren Verlauf der E-Grenze der ganzen Zone vom Grimmifurggi aus 250 m nordwärts bis in einen Bacheinschnitt (602510/153815/1960) zu verfolgen, wo Oberkreide-Kalke, von Rauhwacken umgeben, aufgeschlossen sind, und noch weiter, bis sie unter den mächtigen Moränenwällen des Grimmi verschwindet. In der Verlängerung dieser Linie entspringen SE des Kalberhorns (P. 2095,4) am Fusse der grossen Schutthalden die bekannten Sulfat- und Eisenquellen des Kurheims Grimmialp, die A. BAGDADI (1951) neuerdings beschrieben hat.

e) Tektonische Stellung der Gipsvorkommen in der Umgebung der Ortschaft Schwenden.

Im Gebiet N des Kalberhorns stösst der Niesenflysch am Abhang der Nidegg in NW-Richtung beinahe bis an den Senggibach (1275 m ü. M.) hinunter vor. (Tiefstes Auftreten am linken Ufer des «Grimmibaches» auf 1305 m ü. M.) Dadurch verbleibt zwischen der liegenden Niesendecke und der unter Schutt verborgenen Basis der Spillgerten Teildecke am SE-Fuss des Seehorns viel zu wenig Raum für die Twierienhorn-Schuppe. An ihre Stelle tritt jedoch eine sich nach NE verbreiternde Zone, in der häufig Versickerungs- oder Gipstrichter auftreten. Dort wo die ausgedehnten, von der E-Flanke des Seehorns hinunterziehenden Schutthalden erstmals einen Teil des Talbodens freigeben, findet man den grössten, auf der Landeskarte nicht eingezeichneten Trichter (603015/157250/1230), der in seiner Mitte ein tiefblaues Seelein, den «Senggiweiher» enthält. Anstehenden Gips beobachtet man am SW-Ende des «Mäniggrates», im untersten Teil des Wehriwaldes.

Diese Gipsvorkommen gehören, entgegen der Auffassung von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912), nicht als seitliche (heterope) Fazies dolomitischer Kalke in die Trias der Spillgerten-Teildecke. Sie liegen, wie es sich im Gebiet Wehriwald-Schurten erweist, vielmehr unter diesen, am E-Flügel des grossen Bruches an der Wehri hochgehobenen, schiefgestellten und vor der Transgression der Mytiluschichten um mehrere hundert Meter abgetragenen triasischen Schichten. Sie sind wohl ebenfalls nicht, wie dies von den Gipsmassen bei St. Stephan von F. RABOWSKI (1920) angenommen wird, als eine seitliche Fazies der dolomitischen Kalke der Twierienhorn-Schuppe zu betrachten; denn diese setzt am NE-Ende der Rothorn-Kalberhornkette viel zu plötzlich aus und findet ebenso unvermittelt und ohne fazielle Unterschiede im Tierlaufhorn-Twierienhorn ihre Fortsetzung. Viel eher müssen sie einer der beiden deckentrennenden ultrahelvetischen Zonen zugeschrieben werden, die sich hier durch das wahrscheinlich völlige Fehlen der Twierienhorn-Schuppe, zu einer einzigen vereinigen können.

¹) K. ARBENZ (1947) erwähnt diese braunrote Verwitterungsfarbe bei Oberkreide-Kalken die in Rauhwacke eingefaltet sind. (Ultrahelvetische Schuppe I, Reulisen.)

f) Glazialmorphologische Hinweise.

Die heutige Gestalt der Berggipfel ist sowohl durch den Gesteinscharakter der sie aufbauenden Schichten und durch die tektonischen Gegebenheiten als auch durch die Erosionstätigkeit insbesondere der Gletscher bestimmt worden. Karnischen und Gletscherschliffe lassen sich bis weit hinauf an den Bergflanken beobachten.

Als ein grosses Kar ist schon der Talkessel der Alp zu betrachten. In der N-Flanke des Seehorns quert das Weglein, das vom oberen Kumkli aus S des Gierenhörnli (P. 1987,2) vorbei nach Seeberg führt, eine kleine Karnische und ihre Moränenschwelle. Auf dem gegen den Seebergsee (1831 m ü. M.) mehr oder weniger im Schichtfallen der Malmkalke geneigten, stark verkarsteten NW-Abhang des Seehorns zieht sich ein Kar bis nahe an die SW-Gratlinie hinauf. Auslaugungsschlote und tief ausgewaschene Klüfte sind im ganzen Gebiet sehr zahlreich. Das höchst gelegene, mir bekannte Kluftloch befindet sich beinahe zuoberst auf dem Fromattgrat (600840/156770/2190) und weist eine Tiefe von etwa 80 m auf.

Auf der N-Seite der Hinter-Spillgerten, N der Scheidegg, ist das von Felshängen umgebene oberste Talstück des Alpetli mit seinen vielen mulden- oder trichterförmigen Vertiefungen zu erwähnen. Rings um den Gipfel der Hinter-Spillgerten gruppieren sich vier Karnischen, von denen die nördliche, das «Fromattkörbli», und die östliche, das «Wilde Körbli», talwärts durch Moränenwälle begrenzt sind.

Zuoberst im «Fromattkörbli», am NE-Grat der Spillgerten, trifft man auf polierten, mit 40–45° steil nach NW fallenden triasischen Schichtplatten eine eigentümliche Vertiefung (600950/154215/2250) von ungefähr 60 cm Durchmesser, die mit grüner toniger Substanz gefüllt ist. Ich bezeichne sie, ihrer runden Form und ihrer glatten Wände wegen, als «Strudelloch». Das Füllmaterial wurde in liebenswürdiger Weise von Herrn Prof. Dr. M. WELTEN, Bern, pollenanalytisch untersucht. Das Fehlen von Polleninhalten sowie der hohe Tongehalt (ca. 45% Feinsand, ca. 31% Schluff, 20–2 μ , ca. 25% Ton, < 2 μ , davon 17% < 1 μ) berechneten nach M. WELTEN die Annahme, dass es sich hier um ein junges toniges (kalkfreies) Auslaugungsgestein handelt, das am ehesten in der Glazialzeit entstanden ist, es sei denn, dass es durch Auslaugung im Felsinnern gebildet worden wäre. Meines Erachtens könnten die Couches rouges, die heute auf dem Gipfel der Hinter-Spillgerten fehlen, das tonige Material geliefert haben.

Ähnlich wie die NW-Seite des Seehorns, so ist auch der flachere rechte Talhang des Wildgrimmi stark von Brüchen und Klüften durchsetzt. Man trifft hier ebenfalls, doch diesmal in triasischen Kalken, tiefe, von Eis und Wasser mitgeformte Kluftlöcher und Auslaugungsschlote, an deren Grunde nie völlig abschmelzende Eisschollen auftreten können. Polierte Gesteine sowie grössere und kleinere Karnischen, z. T. mit den dazugehörigen Moränenschwellen, sind im Wildgrimmi vom N-Abhang des Rothorns weg bis hoch an die N-Flanke des Kalberhorns mehrfach zu beobachten.

Die eiszeitlichen Ablagerungen unseres Gebietes wurden von meinem Vater (E. GENGE, 1949) zusammen mit denjenigen des übrigen Diemtigtals beschrieben und eingehend diskutiert. Es kann somit hier auf ihre Beschreibung verzichtet werden.

DIE SCHICHTREIHE DER SPILLGERTEN-TEILDECKE (Fig. 3)

a) Allgemeines

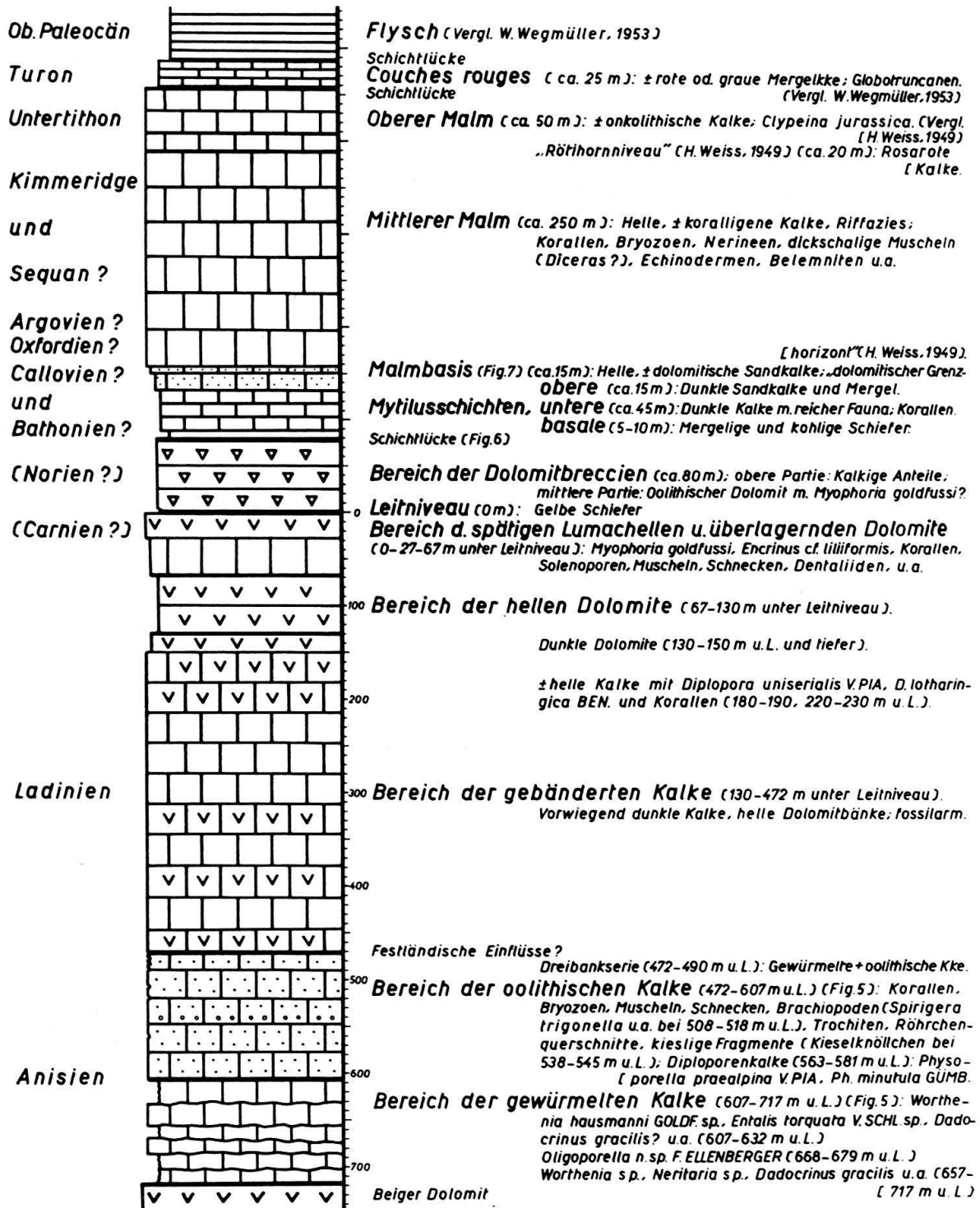
Die Erforschung unseres Gebietes, das nur einen sehr beschränkten Abschnitt am südlichen Erosionsrand der Klippendecke östlich der Simme umfasst, ist eng verknüpft mit der Geschichte der geologischen Erkenntnis der gesamten Préalpes. Einen guten historischen Rückblick von den Anfängen der Alpengeologie bis zum Jahre 1880 findet sich bei V. GILLIÉRON (1885). Durch A. JEANNET (1912–13, 1918) wurden die Forschungsergebnisse bis 1918 in ausführlicher Weise zusammengestellt und analysiert. Einen umfassenden und im wesentlichen auch heute noch gültigen Überblick über den ganzen Stoff gibt A. JEANNET (1920) in der «Geologie der Schweiz» von ALB. HEIM (1922).

Neuere, unser Gebiet einschliessende Arbeiten mit vorwiegend stratigraphisch-paläontologischer Zielsetzung sind die Monographien von H. H. RENZ (1935) über die Mytilusschichten und von H. WEISS (1949) über den Klippenmalm. Sie enthalten jeweils vollständige Literaturhinweise und eine kritische Diskussion der Ergebnisse älterer Autoren, so dass sich hier eine Wiederholung erübrigt. Das gleiche gilt für die eingehenden Untersuchungen von W. WEGMÜLLER (1953, 1947), der mit grosser Sorgfalt besonders die Couches rouges- und Flysch-Stratigraphie behandelt. Da Couches rouges und Flysch nur im NE-Zipfel des von mir kartierten Geländes und nur in geringer Verbreitung auftreten, ist im folgenden auf eine neuerliche Beschreibung gänzlich verzichtet worden.

Der weitaus grösste Teil unseres Gebietes wird durch die mächtigen Kalk- und Dolomitablagerungen der Trias (Süd-Fazies der Klippendecke) eingenommen. Seit den Diploporenfunden von M. LUGEON (1894) bei St. Triphon und Tréveneusaz war auch für die Hauptmasse unserer Gesteine, die in gleicher tektonischer Stellung liegen, ein Muschelkalk-Alter unbestritten. FR. JACCARD (1904) erwähnte die Gleichartigkeit der Kalke des Alpetli und derjenigen von Tréveneusaz. A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) verglichen erstmals, anhand von verschiedenen Profilen, die bei St. Triphon und im Tal der Grande Eau sowie im Diemtigtal (Twierienhorn, Kilchfluh, Spillgerten) aufgenommen wurden, die triasischen Schichtreihen der SW- und NE-Grenzregionen der Préalpes romandes. Sie stellten eine weitgehende Übereinstimmung dieser 40–45 km auseinanderliegenden Serien fest und gelangten durch eine Zusammenfassung der gleichartigen oder sich ergänzenden Ergebnisse zu einer stratigraphischen Skala der ganzen Trias. In der später erschienenen Arbeit von F. RABOWSKI (1920) finden sich keine weiteren Einzelheiten.

Einige neue Gesichtspunkte ergaben sich bei der Revision der klassischen Profile von St. Triphon und dem Tal der Grande Eau durch F. ELLENBERGER (1950a, b). Er beobachtete hier die drei analogen Diploporenniveaus sowie die gleichen charakteristischen Fossilien, die ihm in seinem Untersuchungsgebiet der Vanoise (Savoyen) eine weitere Gliederung der Trias ermöglichten. Die durch F. ELLENBERGER (1950a, b; 1952) aufgezeigte bemerkenswerte fazielle Ähnlichkeit zwischen der Trias am südlichen Erosionsrand der Klippendecke und der-

jenigen der Vanoise occidentale (Zone du Briançonnais) sowie seine Beobachtung, dass keine exklusiv austro-alpine Faunenelemente auftreten, gab Anlass, die Frage nach der Herkunft der Klippendecke erneut zur Diskussion zu stellen. F. ELLENBERGER (1952) betont, dass die Schichtfolge der «Médianes rigides»



Maßstab: Abstand der Teilstriche = 10 m

Fig. 3. Übersichtsprofil der Spillgerten-Teildecke.

(Fig. 3) mit Trias, Mytilusschichten, Oberkreide und Flysch lithologisch besser mit der Serie der Vanoise und des Briançonnais übereinstimmt als mit irgend einer andern im ganzen Gebiet der Alpen.

Da mir die nötigen eigenen Feldbeobachtungen in den in Frage kommenden Gebieten fehlen, kann im nachfolgenden auf diese Probleme nicht eingegangen werden. Es scheint mir aber im gegenwärtigen Zeitpunkt angebracht, eine genaue Beschreibung besonders der triasischen Ablagerungen der Spillgerten-Teildecke zu geben und dabei auf stratigraphische wie auch lithologische Einzelheiten einzutreten, die in einem andern Falle als zu detailliert erscheinen würden. Obgleich neue paläontologische Feststellungen gemacht werden können (Korallen und Solenoporen in der Trias; häufige Korallen, Algen, Stromatoporen und Chaetetiden in den Mytilusschichten), sind meine Angaben in bezug auf die Fauna keineswegs vollständig. Erst bei der Bearbeitung eines grösseren Gebietes und unter Einbezug der als etwas fossilreicher bekannten, aber weniger mächtigen (tektonisch reduzierten?) Trias der Twierienhorn-Schuppe, werden ausführlichere Ergebnisse zu erwarten sein.

b) Veränderung des Gesteinscharakters durch Dolomitisation und siderolithische Einflüsse (vgl. p. 182–183)

Dolomite und dolomitische Gesteine treten, neben den weniger bedeutenden Vorkommen in den transgressiven Mytilusschichten und an der Malmbasis («Dolomitischer Grenzhorizont» von H. WEISS, 1949), hauptsächlich in den triasischen Ablagerungen auf. Die Häufigkeit, Verteilung und Mächtigkeit der Dolomitbänke innerhalb der Schichtreihe unterliegen vielfach seitlich starken Schwankungen. Kalkige Gesteine können an beliebigen, auch quer zur Schichtung verlaufenden Grenzen in Dolomit übergehen (vgl. p. 182 f.), dem somit in vielen Fällen kein stratigraphischer Leitwert zukommt. Deshalb ist oft sogar eine Parallelisation zweier nahe beieinander liegender Profilabschnitte überhaupt nur möglich, wenn zugleich grössere Teile der Schichtfolge der Beobachtung zugänglich sind, oder wenn wenigstens eine bestimmte Schicht, trotz der Veränderung ihres Gesteinscharakters, ohne Unterbrechung sicher von einem Aufschluss zum andern verfolgt werden kann (vgl. Tafel V, Fig. 4).

Ein Grossteil der Dolomite scheint durch Umwandlung aus ursprünglich kalkigen Sedimenten entstanden zu sein. Solange die das Gestein durchsetzenden, meist hellgrauen bis gelblichen Dolomitkörner nicht miteinander zu strukturlosen Partien verwachsen sind, ist in nicht völlig dolomitierten Kalken Schichtung und Fossilinhalt oft viel deutlicher zu erkennen als in den entsprechenden dolomitfreien Anteilen. Dabei können selbst Einzelheiten mit grosser Genauigkeit durch Dolomit nachgezeichnet sein, ohne dass je eine Zerstörung der Strukturen durch Volumenveränderung beobachtet werden konnte. Ohne diese Dolomitierung wäre eine Beschreibung der meist dunklen triasischen Kalke, die vielfach weder auf der Anwitterungsfläche noch im frischen Bruch besondere charakteristische Unterscheidungsmerkmale zeigen, kaum möglich.

Ähnlich wie bei den Dolomitvorkommen lässt sich auch bei gelben oder bunten, oft dünnbankigen Gesteinen, die vielfach einen gewissen Ton- und Kieselgehalt

besitzen, nicht immer mit Sicherheit feststellen, ob sie als rein primäre Ablagerungen oder als jüngere, früh- oder spätdiagenetische Umwandlungsprodukte anzusehen sind.

Eigentliche, intensiv rot und gelb gefärbte siderolithische Bildungen sind nicht selten. Klüfte und Karsthohlräume, die von der posttriasischen Landoberfläche ausgingen und die mit feinem eisenhaltigem, tonigem, kalkigem oder dolomitischem und gelegentlich auch kiesligem Material und gröberen triasischen Komponenten ausgefüllt worden sind, lassen sich besonders zahlreich im Gebiet der Spillgerten und des Brunnenhorns beobachten. Gleich wie die Gesteinsbrocken innerhalb der Füllmasse völlig, teilweise oder gar nicht verfärbt und umgewandelt sein können, sind ebenfalls die angrenzenden Gesteinspartien verschieden intensiv verändert. In kompaktem Gestein zeigen sich rote Verfärbungen nur in der Nähe, gelbe und gelblich-graue, meist dolomitisierte Partien auch noch in grösserer Entfernung vom Taschen- oder Kluftrand. In zerklüftetes Nebengestein sind die Verwitterungsrückstände in feinsten Aufschlammung zusammen mit konzentrierten Lösungen an Adern, Haarrissen und Schichtfugen eingedrungen und haben, von diesen Zufuhrbahnen ausgehend, auch die umschlossenen Aderzwickel derart umgewandelt, dass eine Art Breccie entstanden ist, die sich in vielen Fällen von der eigentlichen Taschen- oder Kluffüllung nicht scharf abgrenzen lässt. Tektonische Breccien, die nicht an grössere siderolithische Vorkommnisse angrenzen, treten gelegentlich in jedem Niveau der triasischen Ablagerungen auf. Ihre meist dolomitisierten Komponenten sind mit teilweise feingeschichtetem gelbem, bisweilen rotem und tonigem Dolomit sowie mit strahligem Kalzit verkittet, der vielfach auf Kosten der Komponenten sich Raum verschafft zu haben scheint.

In feinkörnigen und dünnenschichtigen Gesteinen können siderolithisches Material und angereicherte Lösungen auf grössere Strecken den Schichtfugen gefolgt sein und von da aus die begrenzenden Schichten verändert haben. Dadurch sind bunte tonige, kieslige und dolomitische, sowie gegebenenfalls auch brecciöse Einlagerungen entstanden, die sich im einzelnen nicht immer von primären Sedimenten unterscheiden lassen.

In grossen Zügen decken sich meine Beobachtungen, mit Ausnahme des Auftretens von Bohnerz und Sanden, mit den Ansichten, die schon P. ARBENZ (1910) über die Lagerungsformen der siderolithischen Gesteine geäussert hat. Das teilweise Ersetzen ursprünglich kalkiger Gesteine durch praktisch unlösliche Tonmineralien könnte m. E. erklärt werden durch das Eindringen feiner Schlamm-massen in Gesteinsporen, die mehr oder weniger gleichzeitig durch Lösungs- und Resorptionsvorgänge vergrössert worden sein müssen.

Es kann angenommen werden, dass die in unserem Gebiet wahrscheinlich gegen Ende der Triaszeit einsetzende Hebung des Untergrundes Anlass zu mannigfaltigen Veränderungen der Gesteine gegeben hat. Die als Folge der tektonischen Bewegungen auftretenden Klüfte und Verstellungen erlaubten wohl schon in der Regressionsphase ein Eindringen des Meerwassers. Später, während der langdauernden Festlandsperiode, wurde der gehobene, schiefgestellte und von einigen grösseren Brüchen durchsetzte Komplex in gegen SW zunehmendem Masse kräftig abgetragen. Verwitterungsrückstände und -lösungen konnten wiederum an Bruchflächen und zahlreichen, z. T. karstartig erweiterten Klüften bis tief in die triasi-

schen Schichten vordringen. Bei der Transgression der Mytilusschichten (im Gebiet der Spillgerten des Malms), die von einigen Regressionsphasen unterbrochen wurde, bestand neuerdings die Möglichkeit einer Beeinflussung der liegenden Sedimente durch zugeführte Lösungen sowie auch einer Verfärbung oder Dolomitbildung in den neuen Ablagerungen.

Ausgehend von den z. T. mehrfach wiederbenützten grössern Zufuhrbahnen (Bruchflächen, Klüfte) verursachten die an Adern, Haarrissen, Schichtflächen und Korngrenzen weiter in die Gesteine eindringenden Wässer, je nach ihrem jeweiligen Gehalt an gelösten Stoffen und nach der chemisch-petrographischen Zusammensetzung der Sedimente, die verschiedenartigsten Veränderungen. Lösungsvorgänge führten zur Bildung von Hohlräumen und Suturen sowie zur Anreicherung wenig löslicher Substanzen wie z. B. von tonigem und eisenhaltigem Material an Suturen und Schichtfugen. Auskristallisation aus gesättigten Lösungen bewirkte Adern-, Hohlraum- und Porenfüllungen. Bei ähnlichem Chemismus der Lösung und des Gesteins oder einzelner Komponenten (Fossilrümpfer) waren Rekristallisationserscheinungen (Sammelkristallisation), bei abweichender chemischer Zusammensetzung dagegen Stoffumwandlungen wie Dolomitisierung, Rot- und Gelbverfärbung durch Zufuhr von Eisen und, was seltener nachzuweisen ist, auch Verkieselung möglich. Infolge geringer Verbreitung quarzführender Sedimente in den der Abtragung anheimgefallenen triasischen Schichten sind nur wenige kieslige oder gar sandige Produkte anzutreffen.

c) Stratigraphische Stellung der Rauhacken (vgl. p. 185 f.)

Im Zusammenhang mit jüngeren tektonischen Vorgängen und Stoffumwandlungen treten besonders an der Basis und in den obersten Partien der Trias Rauhacken auf. Die «untere Rauhacke» wird von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) dem untersten Muschelkalk, die «obere Rauhacke» den Raiblerschichten zugewiesen und somit als altersmässig bestimmte Horizonte betrachtet. Nach meinen Beobachtungen erscheint es aber fragwürdig, ob insbesondere die «obere Rauhacke» irgendeine stratigraphische Bedeutung besitzt. So sind beispielsweise am SE-Abhang des «Mänigrates» (Fig. 4), im Gebiet Wehriwald-Schurten, die triasischen Ablagerungen vor der Transgression der Mytilusschichten durch einen kräftigen Bruch an der Wehri (links ausserhalb Fig. 4) und andere schwächere Verstellungen hochgehoben und schiefgestellt worden und dann teilweise der Abtragung anheimgefallen. Über dieser im NE wenig, im SW um mehrere hundert Meter reduzierten Trias liegt nun die Rauhacke, in der vielerorts kleine und grössere Trias-, Mytilusschichten- und Malmbrocken eingeschlossen sein können. Der Kontakt zu der liegenden Trias sowie zu den hangenden, von F. RABOWSKI (1912, 1920) nicht beachteten Mytilusschichten oder sogar, wo diese nicht mehr erhalten sind, zum Malm, ist völlig unregelmässig und zeigt alle Übergänge zu tektonischer Breccie mit Rauhackezement und zu stark zerklüftetem, von Kalzitadern durchsetztem Gestein. Die Mytilusschichten können auf der einen Seite einer Schuttrunse (ca. 603040/159110/1540) eine Mächtigkeit von 25 m aufweisen und von nur 6 m Rauhacke unterlagert sein, während 20–30 m weiter entfernt, auf der andern Seite der Runse, in entsprechender Mächtigkeit ein durch-

aus rauhwackeartiges Gestein auftritt. Dieses seitliche Ersetzen der Mytilus-schichten durch Rauhwacke und das Auftreten tektonischer Breccien als Folge horizontaler und vertikaler Verstellungen gibt einen deutlichen Hinweis auf die Entstehungsweise der «obere Rauhwacke». Aufschlussreich ist zudem, dass im benachbarten Gebiet zwischen Seehorn und Spillgerten bei gleichartigen Lagerungsverhältnissen (Fig. 6), aber bei viel geringerer tektonischer Beanspruchung der Mytilusschichten und ihrer Unterlage, über der ebenfalls abgetragenen Trias überhaupt keine Rauhwacken vorkommen.

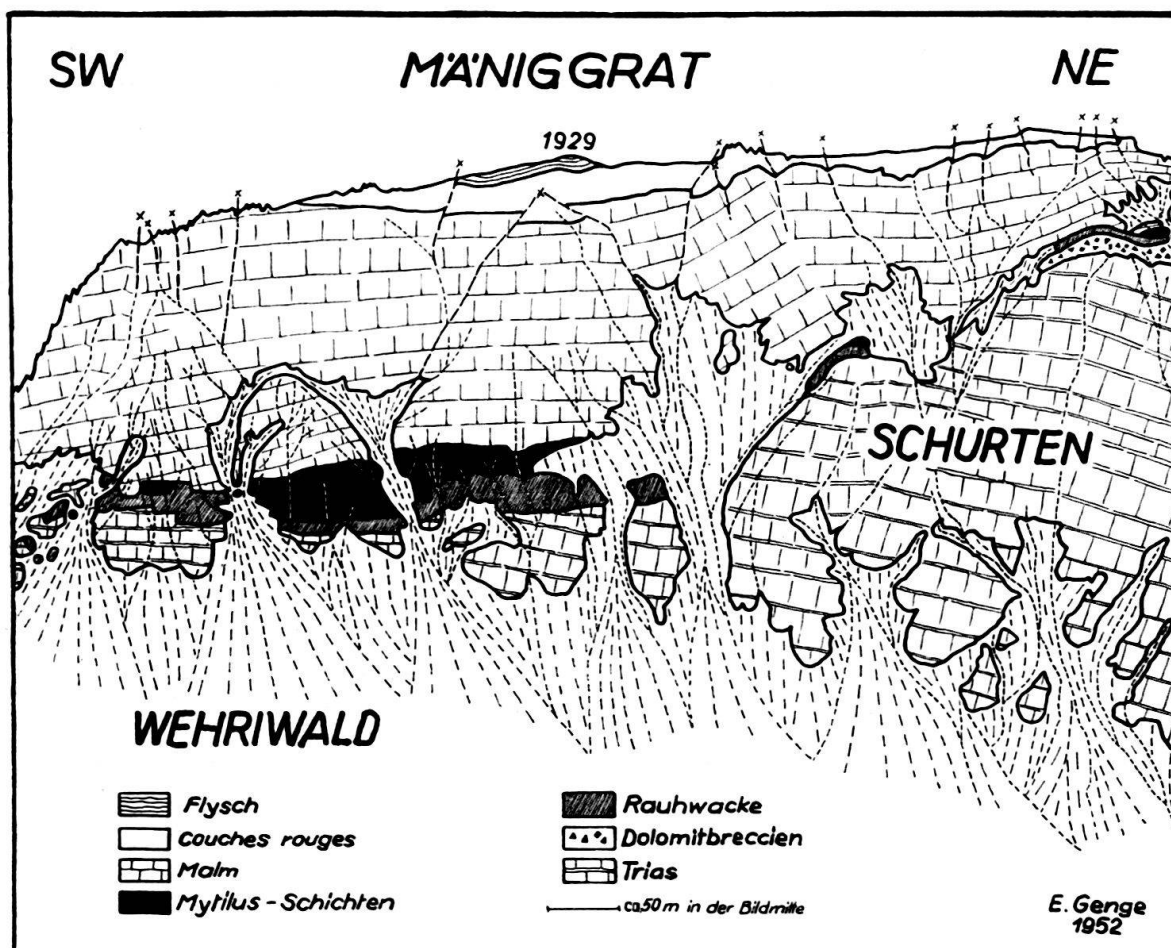


Fig. 4. Ansichtsskizze des „Männigrates“.

Ohne auf die verschiedenen Theorien über die Rauhwackebildung einzugehen, sei festgestellt, dass die Anwesenheit von Dolomit und Gips oder sulfathaltigen Lösungen von allen neueren Autoren (Zusammenfassung bei H. HEIERLI, 1955) vorausgesetzt wird. In unserem Gebiet lassen sich jedoch, im Gegensatz zu der Auffassung von A. JEANNET und F. RABOWSKI, innerhalb der Trias der Spillgerten-Teildecke keine Gipsvorkommen nachweisen. Dagegen treten an der Wehri, infolge der starken Abtragung der Trias und nicht durch ein Aufwölben und seitliches Ersetzen, die Gipsmassen des Untergrundes nahe an die «obere Rauhwacke» heran. Sulfat- und magnesiumhaltige Wässer sowie sehr wahrscheinlich auch Gips (bzw. Dolomit-Anhydrit-Gesteine) konnten hier und an andern vertikalen Verstellungen oder Klüften bis in die tektonisch zerrütteten Mytilusschichten empor-

gedrungen sein. Ungeklärt bleibt die Frage, ob die Rauhwaacke aus Kalk (Mytilusschichten, Malm, Triaskalk) durch Lösungsaustausch entstanden sein kann, oder ob sie zur Hauptsache aus tektonisch zugeführten Dolomit-Anhydritgesteinen hervorgegangen ist. Zahlreiche Feldbeobachtungen haben mich dazu geführt, die erstgenannte Annahme als wahrscheinlicher zu erachten. Bei dieser Auffassung wird es noch näher zu untersuchen sein, auf welche Weise der Lösungsaustausch in kalkigen Gesteinen vor sich geht.

In noch stärkerem Maße als die weichen Mytilusschichten zwischen den starren Komplexen der Trias und des Malms bei der «mise en place» als Gleithorizont gedient haben und dabei verschieft, zerbrochen und bei Anwesenheit von sulfathaltigen Lösungen oder Gips in Rauhwaacke umgewandelt werden konnten, wurden auch die zwischen der Spillgerten-Teildecke und der Twierienhorn-Schuppe liegenden, zumeist gipsführenden ultrahelvetischen Gesteine der «petite fenêtre mitoyenne» (M. LUGEON und E. GAGNEBIN, 1941) vielfach zu Rauhwaacken verarbeitet. Wie schon F. RABOWSKI (1920) erwähnt, gehen diese Rauhwaacken öfters ebenfalls in Dislokationsbreccien über. An einer einzigen Stelle SSE des Gipfels der Hinter-Spillgerten (600850/153470/2120) ist unter der tektonisch sehr stark beanspruchten basalen Trias und über der liegenden Rauhwaacke noch ein flyschartiger Sandstein zu beobachten. In allen übrigen Aufschlüssen besitzt ein mehr oder weniger grosser Teil der tiefsten, stark von Kalzitadern durchsetzten triasischen Schichten ein derart rauhwaackeähnliches Aussehen, dass sich keine bestimmte Grenze angeben lässt. Wieviele der untersten Schichtglieder überhaupt weggeschürft wurden, ist nicht mit Sicherheit feststellbar.

Somit ist auch die «untere Rauhwaacke» nicht als stratigraphisches Niveau der Trias der Spillgerten-Teildecke zu betrachten, sondern lediglich als Gesteinstyp, wie er an jeder Bruch- oder Überschiebungsfläche bei Anwesenheit von Gips oder sulfathaltigen Lösungen aus den anstossenden Gesteinspartien gebildet werden konnte (E. GENGE jun., 1952). Ein Verkennen des wahren Charakters unserer Rauhwaacken erschwert eine unvoreingenommene Altersbestimmung angrenzender Schichten und ebenso das Parallelisieren einzelner Profile.

DIE TRIAS

Einleitung

Die Trias der Spillgerten-Teildecke besteht mit Ausnahme der ältesten und jüngsten Schichten meist aus einer recht monotonen Aufeinanderfolge von wenig typischen, grau anwitternden dunklen Kalken und hellen Dolomiten. Eine Gliederung der etwa 800 m mächtigen, normal gelagerten Schichtreihe ist nicht leicht durchzuführen, obgleich sich in den Felswänden eine deutliche Bankung scheinbar gut verfolgen lässt. Eigentliche, scharfbegrenzte und eindeutig zu erkennende Leithorizonte fehlen, abgesehen von einer ca. 1 m dicken gelben Schieferlage nahe der Obergrenze. Auf sie beziehen sich deshalb auch bei der nachfolgenden Profilbesprechung die in Klammern beigefügten Maßangaben. Besonders erschwerend ist, neben dem meist gleichartigen Aussehen der Gesteine und dem wiederholten Auftreten ähnlicher lithologischer Merkmale, dass ein Grossteil der Dolomitvorkommen keinen stratigraphischen Leitwert besitzt.

Die tiefsten mir bekannten, nicht zu sehr tektonisch beanspruchten triasischen Sedimente sind am Fuss der Felsschwelle E der unteren Alpetli-Hütte anstehend. Nach S, dann nach SW der Felswand folgend, trifft man stratigraphisch höhere Schichten, die ebenfalls weiter SSW unten an der «Wildgrimmifluch» (linke Tal-seite) vorkommen. NNE des Ankenstocks ermöglicht die flachere Hangneigung den Aufstieg vom Wildgrimmli ins Kelli und gegen den Ankenstock hin, so dass sich im ganzen etwa die untersten 250 m der Schichtreihe untersuchen lassen. E des Seehorn Gipfels erlaubt eine Runse («Allmisteglau») den Aufstieg durch die steile Felswand bis auf die flachere Schulter der oberen Röti und damit eine zusammenhängende Profilaufnahme der restlichen 550 m. Schnee, Schmelzwasser und Steinschlag haben hier zwar keine besonders gute Bedingungen für Detailbeobachtungen geschaffen. Soweit sich daher in den seitlich anschliessenden Gebieten, am Eingang des Alpetli im SW und im oberen Kreggwald im NE, sichere Beobachtungen anstellen liessen, wurden diese zur Ergänzung des Profiles beigezogen. Schuttbedeckung und Vegetation sowie Verstellungen, deren Sprunghöhe in den monotonen Gesteinen nur schlecht festzustellen ist, verhindern aber vielfach eine eindeutige Zuordnung.

Die nachfolgende Beschreibung der Schichtreihe bezieht sich somit auf ein Sammelprofil. Sie enthält zur Hauptsache nur die Einzelheiten, die an einigen mehr oder weniger auseinanderliegenden Stellen als gemeinsam erkannt worden sind oder zu einem Vergleich mit Profilaufnahmen in benachbarten Gebieten verwendet werden können. Da aber die Beobachtungsmöglichkeiten weitgehend durch den Grad der Dolomitierung der Gesteine und durch eine günstige Anwitterung bedingt sind, werden meine Angaben niemals vollständig sein. Dies gilt besonders auch in bezug auf die Fauna, obgleich die bisherigen Fossilfunde, insbesondere die drei gleichen Diploporenniveaus, die F. ELLENBERGER (1949a, b) zur Gliederung der Trias der Vanoise benutzte, mir eine etwas feinere Unterteilung der schon von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) an der Kilchfluch und am SE-Grat der Spillgerten untersuchten Schichtreihe ermöglichten.

In dolomitfreien dunklen Kalken ist das Auffinden von Versteinerungen sehr erschwert. Etwas mehr Aussicht hierfür bieten helle und hellscheckige Kalke, in denen sich gelegentlich schlecht erhaltene Korallen und Algen beobachten lassen. Für deren Identifizierung bin ich Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER, Lausanne, ausserordentlich dankbar.

Die in Dolomit umgewandelten Versteinerungen können durch Säuren aus den kalkigen Gesteinen herauspräpariert und dadurch vielfach auch bestimmt werden. Zu sehr grossem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. F. ELLENBERGER, Paris, verpflichtet, der in sehr entgegenkommender Weise für mich einen Teil dieser langwierigen Untersuchungen durchführte und mir seine ausgezeichneten Fossilabbildungen zum Bestimmen zur Verfügung stellte. Er versicherte ausdrücklich, dass es sich bei meinen Funden um die gleichen Versteinerungen handelt, wie sie in der von ihm untersuchten Trias der Vanoise vorkommen, auch wenn eine spätere Neubearbeitung in einigen Fällen eine etwas abweichende Namengebung zeitigen sollte. Ich verweise deshalb bei den Fossilangaben in Klammern auf die entsprechenden Nummern der Tafeln und Figuren von F. ELLENBERGER (1957).

Bereich der gewürmelten Kalke (717–607 m unter dem Leitniveau²⁾ (Fig. 5)

a) Unterste gewürmelte Kalke (717–679 m u. L.)

Die tiefsten Schichten, die E der unteren Alpetli-Hütte vorkommen, bestehen aus beigegrauem, gelegentlich schwach feinsandigem Dolomit (X–717 m u. L.). Durch Schutt verdeckt könnten darunter, im Vergleich mit der Basis der Twierienhorn-Schuppe (Rothorn), noch ungefähr 20 m ziemlich dolomitische Gesteine vorhanden sein. Darüber treten in einer Mächtigkeit von 30 m die von FR. JACCARD (1904) wie auch von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) als «calcaires vermiculés» bezeichneten untersten Kalke (717–686 m u. L.) auf.

ALB. HEIM (1922) übersetzt den Ausdruck «calcaires vermiculés» in seiner «Geologie der Schweiz» mit «gewürmelter Kalkstein». Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. F. ELLENBERGER entsprechen unsere Gesteine der Stellung und Fazies nach den «calcaires vermiculés» des untersten Anisien in den Profilen von St. Triphon und des Tales der Grande Eau, sowie mehr oder weniger auch denjenigen der Vanoise und des Briançonnais (F. BLANCHET, 1935, pl. V). Dort wird jedoch diese Bezeichnung ausschliesslich für die basalen anisischen Kalke gebraucht, die sich leicht in dünne Platten aufspalten lassen und Schiefereinlagerungen enthalten. In ähnlicher Weise gilt auch die Beschreibung, die R. v. KLEBELSBERG (1935) von «Wurstelbänken» aus dem untersten Muschelkalk der Nordtiroler Kalkalpen gibt³⁾.

Die untersten gewürmelten Kalke sind dunkle, ziemlich bankige Gesteine, die beigegrau anwittern. Sie erhalten ihr besonderes, oft beinahe konglomeratähnliches Aussehen durch unregelmässig-wellige, nie parallel verlaufende Schichtflächen, die verschieden weit auseinanderliegen, sich berühren und sich spitz- oder stumpfwinklig verzweigen und verfingern können. Dadurch entsteht, im Schnitt senkrecht zur Schichtung, eine auf der Anwitterungsfläche teils eingetiefte oder auch vorstehende netzartige Zeichnung, die öfters linsige, rundliche und längliche Figuren von einigen Millimetern bis mehr als 1 cm ausspart oder umfasst (Tafel I, Fig. 2). Auf den unebenen Schichtflächen, die meistens von grünlichschwarzen bis schmutziggelben tonig-dolomitischen Häutchen bedeckt sind, längs denen sich das Gestein leicht spalten lässt, können in günstigen Fällen längliche, regenwurm-artige Gebilde beobachtet werden (Tafel I, Fig. 1). Über die Natur dieser Gebilde⁴⁾ und über die Entstehung dieses Sedimentes, dessen knollig-würmeliges Aussehen oft durch eine von den Schichtflächen ausgegangene selektive Dolomitisation noch hervorgehoben wird, lässt sich anhand meiner Beobachtungen nichts Bestimmtes aussagen.

Die gewürmelten Kalke werden von mehreren, etwa 10–100 cm mächtigen weniger typischen Kalkbänken unterbrochen. Die Schichtflächen dieser Kalke sind nur teilweise gewellt, und es fehlen ihnen die tonigen Beläge. Sie bilden dagegen öfters feinwellige bis zackige, gelbgefärbte Schichtfugensuturen.

²⁾ Von hier an abgekürzt: m u. L.

³⁾ In der Trias der Giswilerstöcke treten nach L. VONDERSCHMITT (1923) «Kalke mit wurmspurartigen Wülsten mit dünnen Mergellamellen» auf.

⁴⁾ Vergleiche die Literaturangaben sowie die interessanten Feststellungen von F. ELLENBERGER (1957) wie auch von J. LESERTISSEUR (1955) über diese Problematica («*Rhizocorallium*»).

Erwähnenswert sind vereinzelte, 1–3 cm dicke und wenig auffallende Kalklagen, die voller Schneckenschalenrümmer und Trochiten sein können. Auf den Schichtflächen zeigen sich ab und zu Ketten von kleinen runden Seeliliengliedern (Tafel VIII, Fig. 1). Die meist kalkigen Fossilreste lassen sich leider, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht durch Säuren aus dem Gestein befreien. Naticoide Gastropoden, wahrscheinlich *Neritaria* sp. (cf. *prior*, var. *cognata* E. PICARD) sind am häufigsten vertreten neben einer *Worthenia* sp. (nicht *hausmanni*) und kleinen Stielgliedern, vermutlich von *Dadocrinus gracilis*⁵⁾ (Ellenberger: pl. 2, 23–27 und pl. 4, 22; pl. 4, 1–3; pl. 2, 1–15).

Über den gewürmelten Kalken folgt 7–10 m beiger Dolomit (686–679 m u. L.), der wenigstens an seiner Untergrenze aus dolomitisierendem gewürmeltem Kalk entstanden zu sein scheint und kleine rundliche bis längliche Kalkrelikte enthalten kann (Tafel I, Fig. 3). Im Dolomit ist oft noch eine ursprüngliche feine, unregelmässige oder diskordante Schichtung zu erkennen, sei es durch blosse Farbunterschiede oder durch ungleich dichte Verteilung der Dolomitkörner in einer nicht völlig aufgezehrten Kalkgrundmasse.

b) Unterste Diploporenkalke (679–668 m u. L.)

An scharfer Suturgrenze oder auch in allmählichem Übergang wird der beige Dolomit von 10–12 m bankigen bis dünnbankigen Diploporenkalken überlagert, die schon F. RABOWSKI (1912) in einem Profil vom Südgrat der Spillgerten erwähnt. Die dünnwandigen Röhren einer *Oligoporella* nov. sp. F. ELLENBERGER (1957, pl. 4, 5–15) (*Griphoporella* nov. sp. V. PIA, 1920) sind stellenweise recht zahlreich. Sie werden jedoch nur dann leicht erkannt, wenn sie gelb verfärbt oder, was seltener der Fall ist, in Dolomit umgewandelt worden sind.

Im Tal der Grande Eau treten nach F. ELLENBERGER (1950b) die Oligoporellen schon innerhalb der basalen «calcaires vermiculés» auf. Im Gebiet des Seehorns und der Spillgerten dagegen liegen die untersten Diploporenkalke, ähnlich wie in der Vanoise (F. ELLENBERGER, 1949a, b), über den untersten gewürmelten Kalken.

Die meist dunklen und nicht sehr typischen Diploporenkalke zeigen nur noch ausnahmsweise Ansätze zu gewürmeltem Kalkstein. Sie erhalten aber öfters ein besonderes Aussehen durch Dolomit, der sich hauptsächlich längs feiner Suturen und z. T. suturartig gezackter Äderchen netzartig ausbreitet. In untergeordnetem Maße lassen sich noch weitere, äusserst mannigfaltige Dolomitisierungserscheinungen beobachten. Man findet alle Übergänge von einem blossen Aufhellen des dunklen Kalkes zu einem mehr oder weniger deutlichen Durchsetzen mit Dolomitkörnern, wobei besonders Haarrisse, Suturen, Schichtung und Kreuzschichtung nachgezeichnet sind, bis zu einem völligen Ersetzen des Kalkes durch hellen zuckerkörnigen Dolomit. Kalk und Dolomit können mit scharfer oder unscharfer, parallel oder diskordant zur Schichtung verlaufender Grenze aneinander stossen. Sogar isolierte «Dolomitwolken» in Kalk, die sich am Rand netzartig auflockern, oder ein in Dolomit ausgesparter «Kalkring» (Tafel VI, Fig. 2) gehören in den Bereich des Möglichen, ohne dass im einzelnen eine befriedigende Erklärung für diese verschiedenartigsten Erscheinungsformen gegeben werden könnte.

⁵⁾ Ausführliche paläontologische und stratigraphische Gesichtspunkte in der Arbeit von E. GASCHÉ (1938).

c) Mittlere gewürmelte Kalke (668–657 m u. L.)

Eine ca. 5 cm dicke, schalenrümmereiche Lage mit *Worthenia* sp. (?) und *Pteria* (= «*Avicula*») sp. (?) (ELLENBERGER: pl. 4, 2–3; pl. 3, 15–17 oder pl. 4, 17–18) bildet als unterer Abschluss einer gelb anwitternden, 2 m mächtigen, feinkbankigen Partie die Grenze zu einer zweiten, 10 m messenden Folge von gewürmelten Kalken. Diese, auch von F. RABOWSKI (1912) in seinem Profil vom Südgrat der Spillgerten noch als «vermiculés» bezeichneten Kalke unterscheiden sich von den untern nur durch eine eher grössere Mannigfaltigkeit und rascheren Wechsel der Ausbildungsformen. Dabei sind aber die tonigen Schichtbeläge etwas weniger auffällig. Die Schichtgrenzen und Haarrisse sind in vermehrtem Maße auch als Suturen ausgebildet. Dolomitschlieren von wechselnder Dichte und Ausdehnung begleiten sie meistens. Die wurmartigen und wulstig-knolligen Gebilde werden nur sehr selten von Dolomit durchsetzt. Man findet sie sogar noch in untypischen und feinschichtigen Kalken, in denen sie durch aussparende Dolomitisation, durch wechselnden Tongehalt oder blosse Farbunterschiede und gelegentlich auch durch Lösungs- und Stoffersatzvorgänge sichtbar gemacht sein können. Im letzteren Falle treten bisweilen eckige, suturartige Begrenzungen auf, wodurch die betreffende Gesteinspartie einen breccienähnlichen Charakter erhält.

Wie in den untersten gewürmelten Kalken kommen auch hier schmale, schalenrümmereiche Zwischenlagerungen von 0,3 bis 5 cm Dicke vor. In ihnen konnten jedoch weder eindeutig bestimmbare Fossilien noch Trochiten gefunden werden.

Den oberen Abschluss bildet wieder eine gelbanwitternde, dünnbankige Partie, die einige gelbschiefrige Lagen enthält. Aus der Gelbverfärbung allein darf jedoch nicht ohne weiteres auf besondere Sedimentationsbedingungen geschlossen werden, da die feine Bankung eine jüngere Stoffzufuhr leicht ermöglichte.

Die in den bisher beschriebenen, basalen Schichten der Trias der Spillgerten-Teildecke festgestellten Fossilien wie *Oligoporella* nov. sp. F. ELLENBERGER, *Worthenia* sp. und *Neritaria* sp. konnte F. ELLENBERGER (1950a, b) auch bei der Durchsicht der im Museum von Lausanne aufbewahrten Handstücke von F. RABOWSKI aus der Basis der Twierienhorn-Schuppe («Riprechtfluh» = Tierlaufhorn) und bei der Neuaufnahme der klassischen Profile der Vallée de la Grande Eau und der Hügel von St. Triphon auffinden. Sie charakterisieren mit *Dadocrinus gracilis* zusammen ebenfalls seine «première faune de mollusques», das unterste stratigraphische Niveau des Anisien der Vanoise. Entsprechende Hinweise, die sich sowohl auf den Fossilinhalt als auch auf die Gesteinsbeschaffenheit beziehen, sollen in der Folge noch mehrmals gegeben werden.

d) Helle und hellstriemige Kalke (657–632 m u. L.)

Die nächsten 25 m der überlagernden Kalke sind wieder gröber gebankt und kaum noch gewürmelt. Ihr auffälligstes Merkmal bilden hellere, leicht bräunliche Tönungen, die das sonst dunkle Gestein meist striemig-schichtig oder auch gleichmässig durchsetzen. Ob dieses Aufhellen der Strukturen bloss eine Vorstufe der Dolomitisation bedeutet oder durch andere Gegebenheiten bedingt wurde, ist in dem wenig zugänglichen Gelände nicht abzuklären. Eigentliche Dolomitisierungserscheinungen sind selten. In einer mittleren, etwa 5 m mächtigen Zone lassen

sich schmale, 2–5 mm lange, rhomboedrische Dolomitsprenkel beobachten, zu denen sich in lockerer Verteilung feine und teilweise rundliche Dolomitkörner gesellen können. Kalke mit Dolomitkörnern werden gegen oben häufiger und gewinnen z. T. ein oolithisches Aussehen. Dort, wo die Körner dichter geschart sind, zeigen sich im Anschliff wiederum vereinzelte rundliche und längliche Ausparungen.

e) Oberste gewürmelte Kalke (632–607 m u. L.)

Ohne scharfe Grenze, und zuerst noch von hellen und dolomitisch-körnigen Kalken unterbrochen, folgt neuerdings eine dritte, 25 m messende Serie ziemlich dünnbankiger gewürmelter Kalke. Sie enthält ebenfalls weniger typische Partien und schmale, wechselnd mächtige, schalentrümmer- und trochitenreiche Zwischenlagerungen, die eine ziemlich gut erhaltene Fauna geliefert haben.

Die Fossilien, unter denen die Gastropoden überwiegen, stimmen nach F. ELLENBERGER mit denjenigen seiner «deuxième faune de mollusques» der Vanoise (bancs à Dentales avec *Worthenia hausmanni* GOLDF.) überein. Es zeigen sich neben häufigen kleinen Trochiten mit rundem oder fünfeckigem Querschnitt, vereinzelt die gleichen langen Ketten wie in den untersten gewürmelten Kalken. Sie stammen wahrscheinlich von *Dadocrinus gracilis*. Ebenfalls tritt wieder die *Neritaria* cf. *prior*, var. *cognata* E. PICARD (Tafel VIII, Fig. 2) (Ellenberger: pl. 2, 23–27 und pl. 4, 22) sehr zahlreich auf, aber diesmal zusammen mit Dentaliden (cf. *Entalis torquata* V. SCHL. sp.; Ellenberger: pl. 5, 1–2) und der für dieses Niveau typischen und gut erhaltenen *Worthenia hausmanni* GOLDF. sp. (Tafel VIII, Fig. 3) (Ellenberger: pl. 4, 23–25). Von den vielen andern, oft sehr kleinen Schnecken und Muscheln, deren vollständige Liste sich nur bei der Verarbeitung eines umfangreichen Materials ergeben würde, seien aufgezählt: *Omphaloptycha* cf. *gregaria* V. SCHL. sp. (Ellenberger: pl. 2, 16–22), *Omphaloptycha* cf. *stotteri* KLIPPST. sp. (Ellenberger: pl. 5, 6–9) Euomphaliden (cf. *Discohelix*?), Aviculiden s. l. (*Pteria* sp. ?; Ellenberger: pl. 4, 17–18, pl. 3, 15–17), Nuculiden (cf. *Palaeonucula* cf. *goldfussi* V. ALB.; Ellenberger: pl. 6, 2).

Eine gleichartige, eher noch reichhaltigere Fauna bestimmte F. ELLENBERGER auch in Handstücken, die von F. RABOWSKI seinerzeit aus der Twierienhorn-Schuppe (oberhalb «Taubenferrich») gesammelt worden waren. Die charakteristische *Worthenia hausmanni* GOLDF. sp., mit *Entalis torquata* V. SCHL. sp. zusammen ein typisches Fossil des germanischen Wellenkalkes, fand F. ELLENBERGER (1950b) neuerdings im Tal der Grande Eau und bei St. Triphon wieder auf. Von St. Triphon war sie schon F. A. QUENSTEDT (1838) aus einer seither nicht wieder festgestellten, hauptsächlich Schnecken und Dentalium enthaltenden Linse bekannt, deren Fauna er als erster dem untersten Muschelkalk zuschrieb.

Der Begriff des «gewürmelten Kalksteins» lässt sich auch in dieser dritten Serie nicht allzusehr abgrenzen. Die Bezeichnung wurde von mir, im Gegensatz zu dem enger gefassten Begriff der «calcaires vermiculés» der Vanoise und des Briançonnais, nicht nur auf Kalke angewendet, auf deren Schichtflächen die wurmartigen Gebilde in besonders auffälliger Weise und in grosser Zahl vorhanden sind, sondern auf alle, die im Schnitt senkrecht zur Schichtung rundliche oder längliche Figuren entsprechender Grösse deutlich erkennen lassen. Da auch höher in der

Schichtreihe noch vereinzelt ähnliche Kalke vorkommen, wäre es wünschenswert, die eigentlichen gewürmelten Kalke aus der Basis des Muschelkalkes auch bei kleineren Aufschlüssen von den übrigen eindeutig unterscheiden zu können. An einzelnen Handstücken wird dies infolge der Vielfalt der Ausbildungsformen nicht immer möglich sein. Im Schichtverband ist die Unterscheidung leichter. Abgesehen von einigen schmalen, stark tonigen Lagen an der Obergrenze der oolithischen Kalke (Dreibankserie, 490–472 m u. L.) lässt sich in sehr allgemeiner Formulierung sagen, dass für die basalen gewürmelten Kalke die mehr oder weniger auffälligen, meist tonigen Schichthäutchen das Charakteristikum bilden, während bei den stratigraphisch höheren die Schichtgrenzen und ihre z. T. feinsten Verfingerungen zur Hauptsache durch Dolomit nachgezeichnet sind. Das Gestein ist im ersten Falle leichter aufspaltbar und oft durch tektonische Beanspruchung recht bröckelig, im zweiten Falle eher massig.

Einen besondern Hinweis verdient vielleicht eine 40 cm dicke, schalentrümmerhaltige hellere Kalkbank (629 m u. L.) mit groben gelben Suturen und gelbverfärbten Kalzit- und Dolomitadern. Die hier auftretenden wurmartigen Gebilde weisen einen völlig andersartigen Charakter auf. Sie zeigen am ehesten eine gewisse Ähnlichkeit mit etwas verzweigten, ausgebohrten Hohlformen oder kleinen karstartigen Taschen, deren tiefere Teile parallel zur Schichtung mit feinkörnigem, meist dolomitischem Material, der restliche Hohlraum durch grobkristallinen Dolomit oder Kalzit neu ausgefüllt worden sind. Diese sonderbaren, am Rande oft gelbverfärbten Gebilde treten ebenfalls in höheren Schichtlagen auf und sind jeweils ziemlich niveaubeständig. Eine eindeutige Erklärung für ihr Entstehen kann nicht gegeben werden.

Bereich der oolithischen Kalke (607–472 m u. L.) (Fig. 5)

a) Untypische Kalke (607–581 m u. L.)

Bevor die eigentlichen oolithischen Kalke einsetzen, überwiegen in den ersten 25 m zuerst noch untypische dunkle Kalke, wie sie in der ganzen triasischen Schichtreihe häufig vorkommen. Sie sind im frischen Bruch stumpf grauschwarz und wittern, wie die meisten übrigen Kalke, hellgrau bis leicht beige an. Nur wo dolomitische Lösungen eingewirkt haben, wie dies in besonders auffälliger Weise in der Nähe von Bruchlinien beobachtet werden kann, ist in ihnen eine Feinstruktur zu erkennen. Gelbe und weisse Aderung und gelbliche Schichtfugensuturen treten mehr oder weniger häufig auf. Die Suturen sind nur in seltenen Fällen durch Dolomit unregelmässig verdickt oder von dolomitischen Fetzen begleitet.

Die untypischen Kalke enthalten oolithische Zwischenlagerungen, die jedoch nur dann erkennbar sind, wenn wenigstens ein Teil der «Ooide» dolomitisiert ist. Da bei der früh- oder spätdiagenetisch erfolgten Dolomitisation (vgl. Tafel I, Fig. 5) (was von Fall zu Fall entschieden werden muss) die meist ohnehin undeutliche konzentrische Struktur weitgehend zerstört wurde, ist die Bezeichnung Oolith für solche Gesteine eigentlich nicht gerechtfertigt, obwohl in einigen wenigen Dünnschliffen die Bestätigung gefunden werden konnte, dass die Körner wirklich einen primären schaligen Bau aufweisen (vgl. Tafel I, Fig. 4). Sie unterscheiden

sich von den meist eckigen Dolomitkörnern eines körnig dolomitisierten Kalkes durch ihre relative Grösse und durch ihre kugelige Form. In allen oolithischen Kalken zeigt sich eine Schichtung, die dank einem Wechsel in der Häufigkeit und in der Grösse der Dolomitkörner sichtbar wird. Auch Kreuzschichtung und durch irgendwelche Einflüsse gestörte, z. T. wirre Lagerung ist nicht selten zu beobachten.

b) Helle diploporenführende Kalke (581–563 m u. L.)

Die Grenze gegen ein zweites Diploporenniveau bilden gelbe Mergelschiefer und gelbanwitternder, plattiger Dolomit von je ca. 2 bis 20 cm Dicke. Durch eine stärkere Dolomitisierung, die wahrscheinlich von diesem gut geschichteten, als Zufuhrweg geeigneten Horizont ausging, sind vielfach auch aus den benachbarten Schichten recht typische Gesteine entstanden. In oolithischen Kalken können die einzelnen Körner zu kompakten Dolomitpartien verbacken sein. Dabei bleiben aber, wie in der ganzen folgenden Serie, bis 1 cm grosse kalkige Rundformen ausgespart, wodurch das Gestein eigenartig löcherig-höckerig anwittert. Nicht oolithische Kalke dagegen können von Dolomitwolken und -fetzen durchsetzt sein, welche die Schichtflächen, Suturen und Adern begleiten oder um grobkristalline Dolomit- oder Kalzitkerne angeordnet sind. Die Anwitterungsfläche dieser Schichten ist groblöcherig oder netzartig höckerig. Auf einer Länge von mehreren hundert Metern besitzen die intensiver dolomitisierten, höckerig-löcherig anwitternden Gesteinspartien eine Mächtigkeit von etwa einem Meter und scheinen einen gut erkennbaren, über den gelben Schieferrn gelegenen Horizont darzustellen. Sie können aber nach der Seite hin auch im Liegenden der Schiefer auftreten, bis 5 m mächtig werden und, besonders in tektonisch beanspruchten Zonen, einige Dolomitbänke einschliessen. Umgekehrt können sie auf bloss zwei, ca. $\frac{1}{2}$ m auseinanderliegende schmale Lagen reduziert oder so untypisch ausgebildet sein, dass sie nicht mit Sicherheit zu erkennen sind. Dies ist leider keine vereinzelte Erscheinung. Immer wieder fällt auf, wie sehr das Aussehen eines Gesteins, neben der primären Anlage, vom Grade der Dolomitisation und von der Anwitterung abhängig ist.

Die hellen diploporenführenden Kalke umfassen annähernd 20 m der Schichtreihe. Sie sind mehr oder weniger deutlich oolithisch. Ein Verschmelzen der Körner zu kompaktem Dolomit tritt nur in untergeordneter Masse auf. Die helle Tönung der kalkigen Grundmasse ist recht auffallend und steht im Gegensatz zu der meist dunklen Färbung der übrigen triasischen Kalke. Weitere Aufhellungen zeigen sich gelegentlich längs Schichtung, Aderung und Suturen. Die ebenfalls helleren, runden oder elliptischen Flecken von im Mittel 6–8 mm Durchmesser, die in eigentümlicher Weise bei der Dolomitisation ausgespart wurden, finden sich häufig in den gleichen Bänken wie die Diploporen. Leider liess sich in ihnen, im Gegensatz zu den Solenoporen der ähnlich löcherig anwitternden Gesteine im oberen Teil der triasischen Schichtreihe (32–30 m u. L.) (vgl. Tafel VIII, Fig. 8), keine Feinstruktur erkennen, so dass ihre organische Herkunft nur vermutet werden kann.

Neben den runden Dolomitkörnern weisen die oolithischen Kalke auch kleinere und grössere eckige Sprengel auf. Sie scheinen Bruchstücke von Diploporen zu

sein, deren vielfach grob dolomitisierte Röhren in einigen Lagen in grosser Zahl anzutreffen sind. Gegen oben setzen in den Kalken zuerst die hellen Flecken aus, später die deutlich erkennbaren Diploporen, wenige Meter unter der Hangengrenze die helle Färbung und der oolithische Charakter sowie zuletzt die sprenkelartigen Diploporentrümmer.

Die Diploporen, die F. ELLENBERGER in entgegenkommender Weise bestimmte, sind die für Anisien sprechenden *Physoporella praealpina* v. PIA (Ellenberger: pl. 6, 12–17) und *Physoporella minutula* GÜMB. (Ellenberger: pl. 6, 18–19), die, wie in seinen ebenfalls oolithischen und gelegentlich hellkalkigen «bancs à Physoporelles» der Vanoise und des Briançonnais, stets zusammen gefunden werden⁶⁾. Die gleichen, sehr typischen Kalkalgen beobachtete F. ELLENBERGER (1950b) auch an einigen Stellen im Tal der Grande Eau in Kalken mit dolomitischen oolithischen Körnern. V. PIA (1920) beschreibt die von ihm benannte *Physoporella praealpina* aus losen Gesteinsstücken, die F. RABOWSKI, der auch ihren Namen vorgeschlagen hat, im Horboden (Diemtigal) sammelte. Im übrigen ihm vorgelegten Material von St. Triphon, Mt. d'Or und Tierlaufhorn erkannte v. PIA nur in den Handstücken aus der Twierienhorn-Schuppe («Riprechtlifluh» = Tierlaufhorn) die *Physoporella minutula*, die hier, wie auch an der Zweckenalp (Schwyz), zusammen mit *Diploporella helvetica* v. PIA auftritt⁷⁾. Leider erwähnt F. RABOWSKI aus dem Diemtigal keinen entsprechenden, selbständigen Diploporenhorizont. Dagegen beobachtete er in der Twierienhorn-Serie einen eingelagerten Plattenkalk mit auffälligen, kleinen hellen Linsen.

c) Suturenreiche oolithische Kalke (563–545 m u. L.)

Einige Meter gelblich anwitternde dünnbankige Kalke, die von gelben Sutureschichtflächen eng durchsetzt sind, leiten zu einer ca. 15 m mächtigen, schlechtgebankten Partie über. Der Charakter der neuerlich dunklen Gesteine wird weder ausschliesslich durch die zahlreichen, oolithischen Zwischenlagerungen bestimmt, noch durch ihren Gehalt an Trochitenbruchstücken oder seltenen Schalenrümern, sondern ebenso sehr durch die Häufigkeit der Suturen und die damit zusammenhängende besondere Art der Dolomitisation. Kalke, die den Schichtgrenzen, Suturen und Adern folgende Dolomitfetzen, -wolken oder -schlieren aufweisen, und die in den tieferen Schichten eine Ausnahme bilden, sind hier der häufigste Gesteinstyp (Tafel I, Fig. 5).

So sehr eine selektive Dolomitisation, wenn sie von günstiger Anwitterung unterstützt wird, die Strukturen der Gesteine überhaupt sichtbar macht, so sehr erschwert sie durch rasch wechselnde Intensität und sogar stellenweises Aussetzen ihre Deutung. Man erkennt ruhige, unruhig wellige und unregelmässig aufgelockerte (geflossene?) Schichtung, sowie Kreuzschichtung und Partien mit regelloser Struktur. Lösungsvorgänge liessen feinste Schichtfugen und wellige oder zackige, meist gelbe Schichtfugensuturen entstehen, an denen sich zapfenartige

⁶⁾ F. ELLENBERGER (1957) glaubt, diese beiden Arten bilden genetisch nur eine einzige (Dimorphisme somatique), wobei *Ph. praealpina* die ausgewachsene Form, *Ph. minutula* eine jugendliche oder infolge ungünstiger Lebensbedingungen verkümmerte Form darstellt. Zwischen beiden Formen bestehen alle Übergänge.

⁷⁾ Weitere Angaben siehe J. V. PIA (1937).

Ausbuchtungen (Stylolithe) von einigen Millimetern bis mehreren Zentimetern beobachten lassen (Tafel I, Fig. 5). Die Adern und Haarrisse sind z. T. ebenfalls suturartig zackig. Der Dolomit tritt zur Hauptsache in feinen eckigen oder runden oolithischen Körnern auf, die locker verteilt oder dicht geschart sein können. Sie zeichnen, durch die Art ihrer Anordnung, hauchzart oder grob die Schichtstrukturen nach oder verwischen sie ganz. Sie häufen sich, eher die Schichtung betonend, zu Schlieren und Wolken und zu teils scharf begrenzten, mehr die Richtung der Adern einhaltenden Fetzen. In den Kernen dieser oft gelb anwitternden Gebilde ist der körnige Dolomit vielfach durch etwa erbsengrosse Knöllchen aus grobkristallinem Kalzit oder Dolomit ersetzt (Tafel I, Fig. 5; vgl. Tafel VI, Fig. 5). Diese «Kalziterbsen», die sich gelegentlich zu kleineren Gruppen zusammenschliessen oder zu länglichen Formen verschmelzen, weisen öfters eine rotbraune Umgrenzung auf. In seltenen Fällen tritt fremdartiger, schwach kalkiger Dolomit an ihre Stelle, der mit seiner abweichenden Färbung und mehr oder weniger deutlichen Eigenschichtung eine gewisse Ähnlichkeit mit feinen, gelben Klüftchen- oder Aderzwickelfüllungen besitzt.

d) Kalke mit Kieselknöllchen (545–538 m u. L.)

In einer etwa 7 m breiten, ziemlich gut gebankten Zone, die den Grenzbereich zu den nächst höheren, neuerdings wenig typischen Kalken bildet, treten kleine, konzentrisch-schalig gebaute Kieselknöllchen auf, die von F. ELLENBERGER (mündliche Mitteilung) z. T. auch im Tal der Grande Eau beobachtet wurden. Diese Erscheinung ist in der ganzen triasischen Serie einmalig. Die Knöllchen, deren Durchmesser höchstens 2 mm beträgt, finden sich ausschliesslich in den kalkigen Anteilen der Gesteine. Sie kommen zuerst nur vereinzelt oder in kleinen Gruppen vor, werden gegen oben zahlreicher und bilden, in den bei der Dolomitisation ausgesparten Kalkfeldern, kräftig vorwitternde Haufen oder randlich angeordnete Kränze (Tafel III, Fig. 1). Noch höher, in dolomitfreien Kalken, folgen sie in lockeren oder zusammenhängenden Ketten den Schichtflächen. Zuletzt nimmt ihre Grösse und Häufigkeit wieder ab, ohne dass sich dabei der übrige Gesteinscharakter ändert. Ein scharfes Abgrenzen der ganzen Zone, die einen guten Leithorizont darstellt, ist ebenfalls gegen die liegenden Schichten zu nicht möglich. Oolithische Lagen sind jedoch seltener, und auch die Suturen treten etwas zurück. Dafür mehren sich die von Dolomitschlieren feinwolkig oder fetzenartig nachgezeichneten, unregelmässig-welligen Schichtflächen, die hier, ähnlich wie in den gewürmelten Kalken, rundliche und längliche Kalkgebilde umschliessen. Die grobkristallinen «Kalziterbsen» innerhalb der Dolomitfetzen können gelegentlich von kiesligen Krusten umgeben sein. Fossiltrümmer und Trochitenbruchstücke finden sich nur in einer einzigen schmalen, oolithischen Lage. Eine fein fächerförmig gebaute, ca. 1½ cm grosse verkieselte Versteinerung konnte leider nicht bestimmt werden.

e) Monotone oolithische Kalke (538–518 m u. L.)

Die nachfolgenden, 18 m mächtigen Gesteine sind schlecht gebankt und im allgemeinen wenig dolomitisiert. Sie erscheinen dadurch ziemlich gleichförmig, was nicht der Wirklichkeit entspricht. Am häufigsten kommen etwas hellere,

meist spätige, oolithische Kalke vor, deren Körner vielfach nur durch schwache Farbunterschiede und seltener durch Dolomit sichtbar gemacht sind. Sie enthalten vereinzelt kleinere und grössere (5 mm) polygonale Seelilienglieder, feine Schalenrümmer sowie kieslige Fragmente und Knollen. Gelegentlich zeigen sich auch schlecht erhaltene, mit Dentaliiden vergleichbare Röhrchen. Eine 2 m breite Bank in der Mitte der Serie (531–529 m u. L.) ist teilweise etwas stärker dolomitisiert und erscheint dadurch reicher an Fossilien. Hier finden sich, wenn auch nur selten, bis 3 cm grosse Schalenreste von Muscheln (?), kleine Schnecken, wie z. B. eine hübsch verzierte *Promathildia*? (nach F. ELLENBERGER) und z. T. verkieselte Korallen, die eine grosse äusserliche Ähnlichkeit mit *Thamnastrea silesiaca* BEYRICH (Tafel VIII, Fig. 4) aufweisen. Nicht völlig sichergestellt ist das Auftreten von Bryozoen und Solenoporen.

In den untern Lagen (538–531 m u. L.) sind die Kalke entweder dunkel und von einem feinen engen Suturenetz durchzogen oder heller und leicht bräunlich mit gelben Adern, Suturen und Einschlüssen. In den oberen Lagen (529–520 m u. L.) besitzen die Aufhellungen eher eine graue Färbung. Besonders eigenartig sind helle, schichtparallel verlaufende und etwas unscharf begrenzte fleckenartige Streifen von $\frac{1}{2}$ –1 cm Breite, die teilweise miteinander verschmelzen. Nur in Ausnahmefällen bilden hellere und dunklere Schichten eine ruhige Wechsellagerung. Zu oberst bilden 2 m besser gebankte Kalke (520–518 m u. L.) den Abschluss. Sie gemahnen an die der unteren Lagen, sind aber stärker dolomitisiert. Wie in einer ca. 100 m tiefer gelegenen Bank (629 m u. L.) treten auch hier etwas verzweigte, mit grobkörnigem Dolomit erfüllte wurmartige Gebilde auf, die gelb anwittern.

f) Kalke mit *Spirigera trigonella* (518–508 m u. L.)

In diesem ungefähr 10 m mächtigen Gesteinshorizont treten die oolithischen Kalke stark zurück. Sie bilden nur noch einige schmale Zwischenlagerungen von wechselnder Mächtigkeit, die feine Schalenrümmer, Röhrchenquerschnitte und reichlich Trochitenbruchstücke enthalten. Vorherrschend sind Kalke mit gelben, unregelmässig-welligen Schichtgrenzen und Suturen (Tafel II, Fig. 1) oder mit einem schlierigen bis fetzenartigen dolomitischen Netzwerk (Tafel II, Fig. 2). Die Dolomitschlieren, die in den dichteren Stellen «Kalziterbsen» enthalten können, umschliessen neben beliebig geformten auch grössere und kleinere rundliche Kalkfelder. Dadurch entsteht bisweilen eine gewisse Ähnlichkeit mit gewürmelten Kalken (Tafel II, Fig. 2). Ebenfalls nicht dolomitisiert wurden feine Schalenreste, die nach F. ELLENBERGER z. T. mit *Spiriferina fragilis* und *Spirigera trigonella* V. SCHL. verglichen werden dürfen. Gegen oben nimmt der Tongehalt des Dolomites zu. Die Gesteine werden dünnbankiger und wittern gelb an. Nahe der Obergrenze fällt eine 25–30 cm starke Bank auf. Sie ist ruhig geschichtet und in wechselnder Intensität von gelblichem Dolomit durchsetzt, der willkürlich kalkige Schichtpartien oder bloss ziemlich grobe, knollige Kalkrelikte ausspart. Die hangenden Bänklein zeigen zuerst noch auf $\frac{1}{2}$ –1 m Breite ein mittelgrobes Netz aus gelben tonigen Dolomitfetzen (Tafel VI, Fig. 3). In der obersten, 1 m mächtigen Lage ist dann der Dolomit wieder grauer. Hier wechseln die Ausbildungsformen in rascher Folge miteinander ab (Tafel II, Fig. 3), wobei auch einige feingeschichtete oolithische Zwischenlagerungen auftreten.

Die gesamte, dem oberen Anisien angehörende Serie im Hangenden der hellen diploporenführenden Kalke (563–490 m u. L.) scheint, als Ganzes betrachtet, recht charakteristisch zu sein. Gleichartige, mehr oder weniger oolithische und teilweise spätige Kalke mit kieseligen Fragmenten, Ooiden, Knollen oder Einlagerungen und mit *Spirigera trigonella*, *Spiriferina fragilis* sowie andern Brachiopoden, Muscheln, kleinen Schnecken, Trochiten und fraglichen Korallen sind durch die Fossilfunde bei St. Triphon bekannt und berühmt geworden (E. RENEVIER, 1890; FR. JACCARD, 1908; A. JEANNET und F. RABOWSKI, 1912; A. JEANNET, 1912/13, 1918; F. ELLENBERGER, 1950a, b; u. a.). F. ELLENBERGER (1957) zieht Vergleiche zwischen der südalpiner «Brachiopodenfauna von Reccoaro» und derjenigen der Vanoise («Niveau à silex», «troisième faune de mollusques»), des Briançonnais, von St. Triphon, der Zweckenalp und der germanischen Trias.

g) Feinspätige oolithische Kalke (508–490 m u. L.)

In einer Mächtigkeit von ca. 20 m treten nochmals schlecht gebankte oolithische Kalke auf. Sie sind stärker dolomitisiert als die vorhergehenden. In der unteren Hälfte wechseln 10–20 cm breite Lagen, die in Schichten oder Haufen angereicherte, runde Dolomitkörner enthalten, mit 30–100 cm breiten, dolomitarmen oolithischen Partien. In den oberen 10 m sind die Dolomitkörner gleichmässiger verteilt. Die oft bis 1 mm grossen Ooide zeigen bei günstiger und nicht zu starker Dolomitdurchsetzung gelegentlich einen deutlich konzentrischen Bau (Tafel I, Fig. 4). Die Kalke sind dunkel oder hell, grau oder bräunlich und stets mehr oder weniger feinspätig. Ihr Fossilinhalt ist wenig auffällig, obgleich kleine Schalenreste in einigen Schichten ziemlich häufig sind. Die gerippten Schälchen, kleinen Turmschnecken, Röhrenquerschnitte und Trochitenbruchstücke lassen sich aber nicht näher bestimmen. In einer einzigen schmalen und ohne scharfe Grenzen eingelagerten helleren Zone (496 m u. L.) konnten unbestimmbare Korallen und algenartige runde Flecken beobachtet werden.

h) Dreibankserie (490–472 m u. L.)

Drei aufeinanderfolgende, ungefähr gleich dicke Bänke sind in den Felswänden von weitem ziemlich gut zu erkennen und zu verfolgen. Sie messen je etwa 4 m und werden durch weichere Gesteine getrennt. An zugänglichen Stellen, aus der Nähe besehen, sind die Felspartien durch die Verwitterung stärker gegliedert. Man kann die drei grossen Bänke nicht mehr so eindeutig abgrenzen, besonders auch, weil die Kalke teilweise zu stark von Dolomit durchdrungen sind und dadurch ihre Unterscheidungsmerkmale verloren haben.

Dunkle und hellere, gelblich anwitternde Kalke, die von gelben und grünlichen, unregelmässig-welligen und sich netzartig verfingenden Tonhäutchen sowie von gelblichen, meist tonigen Dolomitschlieren durchsetzt sind, bilden die $\frac{1}{2}$ –2 m mächtigen weicheren, gut geschichteten Lagen. Sie können bisweilen von «gewürmeltem Kalkstein» nicht unterschieden werden und enthalten vereinzelt sogar lange Kalkwülste (vgl. Tafel I, Fig. 1). Bei stärkerer Dolomitisation lassen nur noch einige rundliche Kalkrelikte und dunklere Tönungen den ursprünglichen Charakter erraten (vgl. Tafel I, Fig. 3).

In den kompakteren Lagen stehen die unregelmässig-welligen Schichtgrenzen und Suturen weiter auseinander. Die Gesteine sind entweder untypisch oder oolithisch und mehr oder weniger dolomitisiert. Als Besonderheit finden sich in der mittleren «Bank» (482 m u. L.) ähnliche wurmartige und etwas verzweigte, gelbe Dolomitgebilde, wie sie schon 40 m und 150 m tiefer (519, 629 m u. L.) beobachtet werden konnten. In der obersten «Bank» ist der auftretende Dolomit grau gefärbt. Er bildet entweder ganze Bänke oder ist als Schlieren, Wolken und Fetzen in wechselnder Dichte im Kalk verteilt (Tafel VI, Fig. 4), wie dies in gleicher, formenreicher Art an der Hangendgrenze der Kalke mit *Spirigera trigonella* (508 m u. L.) der Fall ist (Tafel II, Fig. 3).

Den oberen Abschluss der Dreibankserie und damit der oolithischen Kalke überhaupt bilden etwa 20 cm gelbe bis rötliche, tonig-dolomitische Schiefer. Sie werden von 7 m gut gebanktem, meist grauem Dolomit (und Kalk?) überlagert, dessen gelbere, dünnbankige Zwischenlagerungen rötliche Oxydhäutchen aufweisen. Darüber folgt 70 cm gelber, rötlicher und grünlicher, bisweilen scheckig bunter toniger Dolomit, der feinschichtig anwittert. Er enthält oftmals eine Art Breccie, deren locker in der bunten Grundmasse verteilte und etwas kantengerundete Komponenten von sehr unterschiedlicher Grösse ($\frac{1}{2}$ –30 mm) aus grauem Dolomit bestehen. Die Breccie wird von 2 m grauerem Dolomit abgelöst, in dem sich kleinere stratigraphische Diskordanzen erkennen lassen. Rote und gelbe Aderung, Suturen und Schichtgrenzen sind noch ziemlich häufig.

Da die Dreibankserie und die hangenden Schichten in unserem Gebiet nur an Bruchlinien und tektonisch stärker zerrütteten Stellen zugänglich sind, und sie zudem gut gebankte bis schiefrige Gesteine enthalten, ist es an und für sich nicht weiter verwunderlich, wenn man in ihnen rote und gelbe Verfärbungen antrifft. «Siderolithische» Phänomene, die ihre Entstehung der langen Festlandsperiode zwischen Trias und Mytilusschichten verdanken, sind im allgemeinen nicht selten. Weil aber an zwei ca. 2½ km auseinanderliegenden Orten annähernd die gleichen Erscheinungen auftreten, ist es nicht ausgeschlossen, dass sich in diesem Niveau besondere festländische Einflüsse bemerkbar machen. Einen gewissen Hinweis gibt auch der deutliche Ton- und Kieselgehalt mehrerer Schichten. Ohne diese Frage weiter zu verfolgen oder irgendeinen Vergleich mit den von F. ELLENBERGER (1957) aus dem entsprechenden Niveau der Trias der Vanoise beschriebenen und z. T. auch in den Ostalpen («Mittlere Rauhwaacke») wie in der germanischen Trias («Anhydritgruppe») bestehenden Anzeichen einer kurzfristigen Emersionsphase zu ziehen, lässt sich feststellen, dass hier ein deutlicher Wechsel in den Sedimentationsbedingungen stattgefunden hat. Über der Dreibankserie findet man keine gewürmelten Kalke und vorerst keine oolithischen Kalke mehr. Mit ihnen verschwinden zum Grossteil auch die für unser Gebiet relativ häufigen Fossilreste. Die nachfolgenden 200–300 m der Schichtreihe sind mit ihren einförmigen Kalk- und Dolomitbänken kaum noch zu gliedern. Sie enthalten in den oberen Teilen die ladinische *Diplopora uniserialis* v. PIA. Solange nicht neue Fossilfunde eine genauere Unterteilung ermöglichen, ist es wohl am zweckmässigsten, die Grenze zwischen Anisien und Ladinien, in Übereinstimmung mit F. ELLENBERGER, mit dieser lithologischen Grenze zusammenfallen zu lassen.

Bereich der gebänderten Kalke (472–130 m u. L.)

a) Gesteinsarten

Der mittlere Teil der Trias enthält ziemlich gleichartige dunkle Kalke, die mit Dolomitlagen abwechseln. Obgleich sich in den Felswänden, aus der Entfernung gesehen, eine wechselvolle Bankung und Gliederung gut verfolgen lässt, kann dieser Komplex im einzelnen nicht weiter unterteilt werden. Die wenigen hier auftretenden Gesteinstypen unterscheiden sich mehr nur durch den Grad der Dolomitierung oder Aufhellung als durch sonstige Merkmale.

Die Grundform ist ein sehr feinkörniger dunkler, fast schwarzer Kalk, der grau anwittert. Er wird, wie alle triasischen Gesteine, von weissen oder gelbverfärbten Kalzitadern und von Schichtfugensuturen (Tafel III, Fig. 2, 3) mehr oder weniger stark durchsetzt.

Durch ein Abwechseln von dunklen und etwas helleren Schichtchen von beliebiger, meist aber 2–4 mm Dicke erscheint der Kalk häufig gleichmässig gebändert. Die Aufhellungen verlaufen zwar nicht streng regelmässig. Sie können gelegentlich und unabhängig von der eigentlichen Schichtung schmaler und breiter werden, sich berühren oder auf kürzere Strecken ganz aussetzen. Stärkere Aufhellungen begleiten ausnahmsweise ebenfalls die Aderung und erfassen, davon ausgehend, auch anschliessende Gesteinsbezirke (Tafel III, Fig. 4). Dabei bleibt trotz der allgemein helleren Farbe die anfängliche Bänderung erkennbar. In einigen Bänken können die aufgehellten Partien teilweise oder völlig von Dolomit durchsetzt sein. Es lässt sich jedoch nicht feststellen, ob die Aufhellungen nur eine Vorstufe der Dolomitisation darstellen, oder ob hier zwei verschiedenartige Stoffumwandlungsvorgänge von den gleichen Zufuhrwegen ausgegangen sind.

Deutlicher als durch Aufhellung wird die ursprüngliche Schichtung der dunklen Kalke durch Einlagerung von hellen Dolomitkörnern sichtbar gemacht. Dies erlaubt in den meist ungestörten Ablagerungen ebenfalls Kreuzschichtung (Tafel III, Fig. 5) und Fliesstrukturen (Tafel IV, Fig. 1) festzustellen. Auch andere, durch unbekanntere Ursachen (Organismen?) gestörte Schichtgefüge lassen sich beobachten. Die Dolomitkörner verdichten sich vielfach zu schmalen oder breiten, scharf begrenzten oder schlierenartigen, hellgrauen Bändern (Tafel III, Fig. 6). Diese durchsetzen den Kalk in beliebiger oder regelmässiger Anordnung und erzeugen auf der Anwitterungsfläche ein deutliches Relief. In einigen Schichten tritt der Dolomit zudem noch in kleinern oder grössern, grobkristallinen und meist rhomboedrischen Sprenkeln auf (Tafel III, Fig. 6).

Bei zunehmender Stärke der Dolomitisation ergeben sich hauptsächlich die beiden folgenden Möglichkeiten und ihre Zwischenstufen. In einem Falle werden die Dolomitbänder vorherrschend und die kalkigen Zwischenlagen zu immer schmalen Schichten oder unzusammenhängenden Resten, bis das ganze Gestein zu einem hellgrauen, zuckerkörnigen Dolomit umgewandelt ist, in dem keine Strukturen mehr zu erkennen sind. Im andern Falle wird der Kalk in stets dichter werdender Verteilung gleichmässig von Dolomitkörnern durchsetzt. Dabei entsteht zuletzt ein eher feinkörniger, leicht beige-grauer Dolomit, in dem die zuerst dolomitisierten Anteile als hellere und z. T. körnigere Partien sichtbar sind.

Die Dolomite besitzen eine ähnliche graue Anwitterungsfarbe wie die Kalke. Sie unterscheiden sich aber bisweilen durch eine beige Tönung und eine wie mit Mehl bestäubte Oberfläche, deren etwas bröckeliges Aussehen durch leichter verwitternde Kalzitadern bedingt wird. Auf der Bruchfläche dagegen ist der Dolomit heller und auch vielfach grobkörniger als der Kalk. Beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure (10%) braust der reine Dolomit nicht. Kalkhaltiger Dolomit, der schwach braust, aber auf der Anwitterungsfläche noch kein Relief und auch auf frischer Bruchfläche keine deutlichen dunklen Gemengteile beobachten lässt, kann durch Anschleifen und kurzes Eintauchen in konzentrierte Salzsäure untersucht werden. Die dolomitischen Anteile werden dabei heller, die kalkigen dunkler und kräftig angeätzt.

b) Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk (vgl. p. 163–165)

Die Steilheit des Geländes oder an flacheren Stellen der Schutt und die Vegetation verhindern ein seitliches Verfolgen der Dolomitbänke auf längere Strecken. Es ist jedoch auffällig, dass selbst in benachbarten Aufschlüssen die einzelnen Bänke sich sozusagen nie parallelisieren lassen und weder in ihrer Anordnung noch Anzahl oder Mächtigkeit übereinstimmen. Sehr eindrücklich sind die Verhältnisse ENE des Seehorns (ca. 602 250/157 450/1700) in der durch zwei nach unten zusammenlaufenden Runsen begrenzten, 100–200 m breiten steilen Halde, die das Einzugsgebiet der «Allmisteglau» bildet. Hier trifft man längs der nordöstlichen Runse, in der eine Verstellung von etwa 50 m Sprunghöhe verläuft, im obern Teil der gebänderten Kalke (215–155 m u. L.) sozusagen nur Dolomit. Je weiter man sich gegen S von dieser Bruchlinie entfernt, desto häufiger wird der Dolomit von Kalklagen unterbrochen, bis längs der südlichen Runse und im anschließenden Gebiet der Kalk überwiegt.

Gleichartige Erscheinungen zeigen sich ebenfalls an kleineren Brüchen, an alten, mit oft gelb oder rot verfärbter dolomitischer Grundmasse und Nebengesteinsbrocken neu gefüllten Klüften (Tafel IV, Fig. 3) und Karsthohlräumen und selbst im kleinsten Maßstabe auch an Adern und Haarrissen. Es scheint, dass in solchen Zufuhrbahnen magnesiumhaltige Lösungen vorgedrungen sind und die angrenzenden Gesteine dolomitisiert haben (Tafel IV, Fig. 4). Somit hätte die Umwandlung von Kalk zu Dolomit in vielen Fällen erst nach der Verfestigung der primären Sedimente stattgefunden. Günstige Bedingungen hierzu herrschten während der Regressionsphase und der langen Festlandsperiode, die am Ende der Triaszeit einsetzte und mit der Transgression der Mytilusschichten ihren Abschluss fand.

Im allgemeinen nimmt der Dolomitgehalt mit wachsender Entfernung vom Zufuhrweg stetig ab. Im einzelnen aber ist im Auftreten und in der Verteilung von Dolomit und Kalk wenig Gesetzmässigkeit zu erblicken. Die Vielfalt der Möglichkeiten scheint beinahe unbegrenzt, doch sind die Verhältnisse im Grossen wie im Kleinen einander ähnlich.

Auf den beiden Seiten einer Bruchfläche sind die Gesteine oft ganz ungleichstark dolomitisiert worden. Das nämliche gilt bei Klüftchen und Haarrissen. Im einen Flügel kann beispielsweise die Schichtung kräftig durch Dolomit nachgezeichnet, im andern Flügel nur undeutlich zu erkennen sein (Tafel VI, Fig. 6).

Trifft man Klüftchen und Adern, von denen aus das Nebengestein deutlich dolomitisiert wurde, so gibt es auch solche, die nur von einem schmalen Dolomitsaum (Tafel IV, Fig. 5) begleitet oder bloss mit grobkristallinem Dolomit verheilt sind. Noch gegensätzlicher ist, wenn beidseitig einer Kalzit- oder Dolomitader ein Streifen des ursprünglichen Kalkes erhalten blieb, während das übrige Gestein teilweise oder völlig dolomitisiert wurde (Tafel V, Fig. 1). Bei starker Durchaderung zeigen sich ebenfalls auffallende Unterschiede. Entweder verbreiterten sich die Dolomitsäume der sich kreuzenden Adern derart, dass der Eindruck einer Breccie mit Kalkkomponenten in Dolomitzement hervorgerufen wird (Tafel V, Fig. 3), oder es wurden umgekehrt nur die Adern selbst und ein Teil der Aderzwickel dolomitisiert (Tafel V, Fig. 2).

Die Ausbreitung des Dolomits im Kalk unterliegt keiner bestimmten Regel. Zeigen sich in horizontaler und vertikaler Richtung allmähliche Übergänge, wobei die sonst allgemein wenig auffälligen Gesteinsstrukturen deutlich hervorgehoben werden, so stösst der Dolomit ebenso oft mit scharfer Grenze an Kalk. Die Trennungsflächen folgen dabei den Adern und den z. T. als Suturen ausgebildeten Schichtgrenzen oder verlaufen, ohne sichtbaren Grund, beliebig im Gestein drin (Tafel V, Fig. 6). Besonders auffallende Erscheinungen sind seitlich aneinandersstossende Dolomit- und Kalkbänke, welche eine in Wirklichkeit nicht vorhandene Verstellung vortäuschen, ferner übereinanderliegende Bänke, die in einer Zwischenschicht an Adern als Begrenzungsflächen ähnlich miteinander verzahnt (Tafel V, Fig. 5) erscheinen wie im Kleinen an einer Suture sowie isolierte Kalkpartien in Dolomit oder Dolomitzement in Kalk mit ihrem grossen Formenreichtum (Tafel V, Fig. 1, 2, 4, 6; Tafel VI, Fig. 1, 2, 3, 4, 5).

Obgleich hier hauptsächlich auf spätdiagenetische Dolomitisationsphänomene hingewiesen wurde, soll damit nicht gesagt sein, dass keine primären oder frühdiagenetischen Dolomite und dolomitischen Anteile in Kalken vorkommen können. Bildungsbedingungen und -mechanismen wie z. B. G. LINK (1937), L. CAYEUX (1935), A. RIVIÈRE (1939), R. WEYNSCHENK (1951 a, b) und viele andere Autoren sie beschreiben, mussten sicherlich auch im Ablagerungsraum unserer Trias auftreten. Diese Dolomitbildungen sind jedoch nicht stets mit Sicherheit von den sie grösstenteils überdeckenden, viel auffälligeren jüngeren Umwandlungen zu unterscheiden.

c) Die Diploporenvorkommen (230–180 m u. L.)

Schon in den unteren Partien der gebänderten Kalke treten gelegentlich etwas hellere und grobkörnigere Einlagerungen auf, deren Partikelchen oft rundlich und von einem dunklen Rand umgeben sind. Weiter oben (230–220; 190–180 m u. L.) enthalten ähnliche Gesteine lagenweise gehäuft, deutlich erkennbare Exemplare von *Diploporella uniserialis* v. PIA⁸⁾ (Tafel VIII, Fig. 5, 6) und ihr zugehörige Bruchstücke. Diese Diploporenspezies wurde erstmals von F. RABOWSKI am Seehorn, am Spillgarten-Ostgrat und am Rothorn (Twierienhorn-Schuppe) gefunden und

⁸⁾ F. ELLENBERGER (1957, fig. 11, p. 194) betrachtet, ähnlich wie bei den Vorkommen der Vanoise, die in einem meiner Handstücke vom Seehorn auftretenden kleinern Formen, welche wie *Physoporella lotharingica* BEN. aussehen, als eine Art Varietät (variété somatique) der *Diploporella uniserialis*, zu der sich alle Übergänge beobachten lassen. Er bestreitet damit aber nicht, dass ebenfalls eine wirkliche *Physoporella lotharingica* im Sinne von v. PIA existieren kann.

von J. v. PIA (1920) benannt⁹⁾. In den dunklen Kalken sind die Diploporen schlecht zu erkennen, weil sie, im Gegensatz zu den anisischen und zu den im ganzen Bereich der gebänderten Kalke nur äusserst spärlich vertretenen, kleinen Molluskenschalen, sozusagen nie allein dolomitisiert wurden. Ihre vertikale Verbreitung ist deshalb nicht völlig bekannt und wird erst bei der Untersuchung eines grösseren Gebietes sichergestellt werden können. In aufgehellten Gesteinen dagegen, von denen hier einige Schichten hellem Malmkalk vergleichbar sind, fallen die bis zu 4 mm grossen dunklen Ringlein und kelchförmigen Längsschnitte besser auf. Zusammen mit den hellen oder wechselnd hell und dunkel geschichteten Kalken kommen ebenfalls hellfleckige Kalke vor. Die Flecken, die in seltenen Fällen einen Durchmesser von einigen Zentimetern erreichen, weisen manchmal eine Feinstruktur auf. Es gelang Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER in ihnen nicht näher bestimmbare Korallen nachzuweisen.

d) Die obersten Partien der gebänderten Kalke (dunkle Dolomite)
(180–130 m u. L.)

Gegen die Hangendgrenze zu überwiegen dolomitische Gesteine. Neben den in stratigraphisch tiefern Schichten auftretenden, grauen bis beige-grauen Dolomitvarietäten kommen gegen oben immer häufiger dunkle sowie auch sehr helle, meist grobkörnige Dolomite vor. In den seitlich angrenzenden, nicht dolomitierten Kalken, die immer noch vereinzelte Diploporenlagen enthalten, ist jedoch keine wesentliche Veränderung als Ursache hierzu festzustellen. Die teils ruhige, teils gestörte Lagerung wird im Dolomitgestein, ähnlich wie in den Kalken durch Dolomit oder Aufhellungen, vielfach durch hellere und grobkörnigere Anteile sichtbar gemacht. Neuartig ist hier, dass diese Bänder und Formen teilweise oder völlig von noch reinerem, fast weisslichgrauem Dolomit durchsetzt und z. T. vergrössert werden können, der seinerseits wieder von noch grösseren Kalzitkriställchen verdrängt wird. Es scheinen demnach mehrere Stoffaustausch- und Dolomitierungsphasen aufeinander gefolgt zu sein. In der Anwitterung erhält das Gestein durch die etwas widerstandsfähigeren hellen Partien, in denen die kalzischen Kerne als manchmal rötlich verfärbte Löcher zu erkennen sind, ein besonderes Aussehen (Tafel IV, Fig. 2). Eine andere eigenartige Erscheinung zeigt sich ab und zu in den dunklen Dolomiten. Hier können zwischen zwei wenig beanspruchten hell-dunkel gebänderten Lagen dunkler gefärbte, an Zerrisse gemahnende Streifen, die oft durch eine Art Clivagefältelung leicht S-förmig verbogen sind, eine mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung verlaufende Bänderung vortäuschen. In den seitlich entsprechenden Kalken konnte ein gleichartiges Phänomen nicht beobachtet werden.

Noch höher in der Schichtreihe fehlen in unserem Gebiet die Kalke vollständig. Die hier auftretenden, vorwiegend dunklen Dolomite erreichen eine Mächtigkeit von 10–30 m. Sie sehen den Dolomiten der liegenden Schichten noch durchaus ähnlich und dürften wie diese durch Umwandlung aus Kalk entstanden sein. Für diese Annahme spricht ebenfalls, dass sich eine eindeutige und überall gleich hoch liegende Trennfläche nicht angeben lässt. Die hellen Dolomite im Hangenden

⁹⁾ Weitere Angaben siehe J. v. PIA (1937).

weisen dagegen einen völlig andersartigen Charakter auf. Aus diesen Gründen wurde als Obergrenze der gebänderten Kalke der Übergang von den dunklen zu den hellen Dolomiten gewählt, der sich infolge der unterschiedlichen Anwitterungsfarbe auch aus der Entfernung gut verfolgen lässt.

Bereich der hellen Dolomite (130–67 m u. L.)

a) Gesteinsarten

Die einförmige, nicht weiter zu gliedernde Serie der hellen Dolomite erreicht auf der SE-Seite des Seehorns eine Mächtigkeit von 65 m und bildet mit den dunklen Dolomiten des Liegenden zusammen den unteren Teil der Röti. Dies ist eine ungefähr im Streichen verlaufende flachere Hangpartie zwischen den steilen Kalkfelswänden der Trias und des Malms. Hier erweisen sich die sonst widerstandsfähigeren Dolomite als die weicheren Gesteine. Kalkige Lagen oder auch nur blosser Kalkrelikte, wie sie in dolomitierten Kalken auftreten, konnten in diesen möglicherweise primären Dolomiten nie beobachtet werden.

Abgesehen von einigen wenigen, gelblich und feinmehlig anwitternden, dünnbankigen und etwas tonigen Lagen sind die hellen Dolomite ziemlich gleichartig ausgebildet. Ihre helle, schwach beige-graue und gelegentlich ebenfalls feinmehlige Oberfläche wird oft in für Dolomit typischer Weise durch leichter verwitternde, sich netzartig kreuzende Kalzitadern zerfurcht. Das Gestein ist ausgesprochen feinkörnig. Eine Ausnahme bilden die häufig auftretenden, vielfach in Schicht-richtung schlierenartig angeordneten, unregelmässig geformten weissen Sprengelchen, die in vereinzelt Fällen eine Ähnlichkeit mit kleinen Schalentrümmern aufweisen. Infolge der allgemein hellen Farbe, ist eine Schichtung meistens nur undeutlich zu erkennen. Trotzdem lassen sich gelegentlich Kreuzschichtung und diskordantes Übergreifen von etwas hellern und dunkleren Lagen feststellen. Seltener beobachtet man auch, dass innerhalb ruhig gelagerter Bänke einzelne Schichten zerbrochen sein können. Sie scheinen zu Beginn der Gesteinswerdung gegenüber ihrer Umgebung eine etwas grössere Festigkeit aufgewiesen zu haben. Ihre Bruchstücke sind teils nur wenig verschoben, teils wie Breccienkomponenten in den angrenzenden, ursprünglich weicheren Schichten verteilt. Ähnliche Verhältnisse, aber in viel ausgeprägterer Form, zeigen sich ebenfalls in den obersten Triasschichten (Dolomitreccie) und sollen mit diesen zusammen eingehender beschrieben werden.

b) Bemerkungen betreffend die Hangendgrenze

Im Tal der Grande-Eau sind die, unseren hellen Dolomiten entsprechenden Gesteine dünnbankiger ausgebildet und in nach oben zunehmendem Maße von dolomitischen Mergellagen durchsetzt. Über ihnen folgt die «obere Rauhwacke», die dolomitische Mergelkalk-Zwischenlagerungen enthält. Da sich unser Profil im allgemeinen gut mit dem von F. ELLENBERGER (1950b) neu aufgenommenen klassischen Triasprofil aus dem Tal der Grande-Eau und der Hügel von St. Triphon vergleichen lässt, und die Übereinstimmung sich in grossen Zügen auf die lithologischen Merkmale, den Fossilinhalt und sogar auf die Mächtigkeit der bisher beschriebenen Schichtglieder erstreckt, liegt es nahe, die mergeligen Kalke der

«oberen Rauhwaacke» altersmässig den am Seehorn über den hellen Dolomiten auftretenden Kalken gleichzusetzen. Die «obere Rauhwaacke» wird von M. LUGEON, A. JEANNET und F. RABOWSKI u. a. und in Anlehnung an die erwähnten Autoren auch von F. ELLENBERGER (1957) den Raiblerschichten (Carnien) zugewiesen. Ist diese Annahme richtig, so müsste die Obergrenze unserer hellen Dolomite mit der Grenze Ladinien/Carnien zusammenfallen (vgl. p. 165 ff.).

Ein entsprechender Vergleich mit dem von F. RABOWSKI (1912) im Diemtigtal an der Kilchfluh (Spillgerten-Teildecke) aufgenommenen und durch weitere Beobachtungen ergänzten, etwas summarischen Profil ist nicht ohne weiteres möglich. Die Mytilusschichten transgredieren infolge älterer Verstellungen nicht stets über gleichaltrige Sedimente, was der Obergrenze der triasischen Ablagerungen, auch in relativ kleinem Gebiet, ihren stratigraphischen Leitwert nimmt und das Parallelisieren erschwert. Es kommt noch dazu, dass die Dolomitbreccie, die den obersten Teil der Trias bildet, von F. RABOWSKI nur am Seehorn, nicht aber auch am «Mäniggrat» und im Gebiet der Kilchfluh festgestellt wurde. Im weitem erwies sich die «obere Rauhwaacke», in welche am E-Abhang des «Mäniggrates» (SSW von «Dürrenegg» oder NE von Unter Ring) die als sandig bezeichneten Kalke seitlich übergehen sollen, an der angegebenen Stelle deutlich als Begleiterscheinung einer Bruchlinie. Sie wird nicht ausschliesslich von gelblichgrauen und grünen Mergeln («marnes à faciès Keuper») überlagert, sondern quert, von NNE nach SSW ansteigend, auch die hangende Dolomitbreccie und die Mytilusschichten. Auf der SE-Seite des «Mäniggrates» (Fig. 4) ist die «obere Rauhwaacke» ebenfalls kein bestimmter stratigraphischer Horizont. Sie verläuft dort, einen grossen Teil der Mytilusschichten einbeziehend, parallel zur Transgressionsfläche und schiefwinklig zu den triasischen Schichten. Sie liegt nacheinander, von NNE gegen SSW absteigend, über der Dolomitbreccie, den Mergelschiefern und allen tiefern Schichten bis zur Dreibankserie. Am NE-Hang des Seehorns (Kumli) dagegen tritt die Rauhwaacke nur lokal und innerhalb der Dolomitbreccie selbst auf.

In unserem Gebiet ist somit die Grenze zwischen den hellen Dolomiten und den überlagernden Kalken noch keineswegs altersmässig eindeutig festgelegt, ob schon die von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) aufgestellte und seither übernommene Einteilung auch hier durchaus im Bereich des Möglichen liegt.

Bereich der spätigen Lumachellen und überlagernden Dolomite (67–0 m u. L.)

a) Lumachellen mit Myophoria Goldfussi (67–27 m u. L.)

Sobald über den hellen Dolomiten wieder Kalke auftreten, wird der Abhang zwischen der unteren und oberen Röti neuerdings steil und felsig. Die hellgrau anwitternden, meist dunklen Kalke besitzen eine Mächtigkeit von etwa 35–40 m. Sie sind mehr oder weniger stark dolomitisiert und dadurch nicht stets scharf von den liegenden und hangenden Dolomiten zu trennen. Nahe der Liegend- und Hangendgrenze ziehen sich öfters wechselnd breite oder sich in einzelne Schichten und Fetzen auflösende, gelbanwitternde Dolomitlagen hin (Tafel VI, Fig. 5).

Viele Dolomite und dolomitische Anteile der Kalke besitzen ebenfalls eine gelbliche Anwitterungsfarbe, die durch einen vermehrten Eisengehalt bedingt ist. Dieser geht manchmal parallel mit einem geringen Ton- und Kieselgehalt der

Gesteine. Eigentliche Sandsteine, wie sie F. RABOWSKI (1912) im Kilchfluhprofil erwähnt, kommen keine vor. Dagegen sind seltene, bis 10 cm dicke Kieselkalk-einlagerungen von nur geringer Ausdehnung und Kieselknollen, die bisweilen verkieselte Korallen enthalten, zu beobachten. Die Intensität der Dolomitisierung, der Gelbverfärbung und damit z. T. auch der Verkieselung scheint gelegentlich im Zusammenhang mit der Häufigkeit der, von der Transgressionsfläche der Mytilusschichten ausgehenden, gelblich bis rötlich gefüllten Klüfte und karst-ähnlichen Hohlräume zu stehen. Eine Unterscheidung von primären Ablagerungen und sekundären Stoffumwandlungen ist jedoch nicht immer möglich. Erwähnenswert sind die auch hier auftretenden grobkristallinen «Kalziterbsen» in den Kernen von Dolomitfetzen und -wolken. In den grösseren, drusenartigen Formen wird oft ein Teil des Hohlraumes durch fremdartigen, öfters geschichteten, gelblichen Dolomit ausgefüllt (Tafel VI, Fig. 5).

Die Dolomitisierungsphänomene sind mannigfaltig. Sie bewirken auch in dieser Serie einerseits ein Hervorheben des Gesteinscharakters, andererseits sind sie durch den Gesteinscharakter mitbedingt. Bei nicht zu starker Dolomitisierung zeigt sich in den Kalken Schichtung (auch Kreuzschichtung) und rascher lithologischer Wechsel. Dunkle, untypische Kalke, Kalke mit Schalentrümmern und Trochiten sowie eigentliche Lumachellenbänke lösen einander ab. Seltener sind oolithische Zwischenlagerungen, die an den etwas grösseren und rundlichen Dolomitkörnern erkannt werden können. Ausnahmen bilden helle Kalke, hellscheckige Lumachellen (52–50 m u. L.) sowie Kalke mit zahlreichen hellen, 4–12 mm grossen Algenknollen (32–30 m u. L.). Diese, von Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER als Solenoporen (Tafel VIII, Fig. 9) bezeichneten runden Gebilde, die auch einzeln auftreten, sind stets schwächer dolomitisiert als das übrige Gestein und bilden auf der Anwitterungsfläche rundliche Vertiefungen (Tafel VIII, Fig. 8). Sie erinnern an die ähnlichen, aber nicht bestimmbaren Rundformen der diploporenführenden hellen oolithischen Kalke (581–563 m u. L.). Ebenfalls nicht zu Dolomit umgewandelt ist ein Grossteil der für unsere Trias äusserst zahlreichen Fossiltrümmer. Kalkige, von einem Dolomithof umgebene Schalenreste geben einigen Schichten ein recht eigentümliches Aussehen. Diese Bildungen erscheinen auf der Anwitterungsfläche als kleine vorstehende Knollen mit Einkerbungen, die, um einen anschaulichen Vergleich zu wählen, fast wie Kaffeebohnen aussehen können.

Guterhaltene und vollständig dolomitisierte Schalen und Steinkerne, die sich mit Säuren aus dem Gestein befreien und bestimmen lassen, sind ziemlich selten. F. ELLENBERGER erkannte, ähnlich wie in einem, ins oberste Ladinien gestellten jedoch dolomitischen Niveau der Trias der Vanoise, eine etwas dickschalige *Myophoria Goldfussi* V. ALB., die auch schon F. RABOWSKI (1912) an der Kilchfluh gefunden hatte (Tafel VIII, Fig. 7). Sie unterscheidet sich vom germanischen Typ durch ihre Grösse (15–20 mm), die rundlichere Form, eine kleinere Anzahl Rippen (11–13) und durch die dickere Schale, so dass F. ELLENBERGER (1957) glaubt, diese Eigentümlichkeiten würden das Aufstellen einer besonderen Varietät mit der Bezeichnung «*alpina*» rechtfertigen (ELLENBERGER: pl. 8, 6–7).

Neben Muscheln (Pectiniden, Cypriniden, Aviculiden usw.) und Schnecken (z. B. *Loxonema* sp., Ellenberger: pl. 8, 11) treten auch Trochiten lagenweise in gesteinsbildender Häufigkeit auf. Die einen Durchmesser von 3 bis 8 mm auf-

weisenden Stielglieder stammen wahrscheinlich von *Encrinus cf. liliiformis* GOLDF. Weniger zahlreich sind die schon erwähnten Solenoporen und die oft verkieselten Korallen vertreten. Noch seltener trifft man 2–3 mm dicke, meist nur unvollständig dolomitisierte Röhren, von denen vorläufig nicht gesagt werden kann, ob es sich auch um Diploporen oder ausschliesslich um Dentaliiden handelt. Die ganze Fauna wäre es wert, unter Einbezug eines grösseren Gebietes eingehend untersucht zu werden.

b) Die Dolomite (27–0 m u. L.)

Gegen oben werden die Kalke wieder von Dolomiten abgelöst. Eine bestimmte Grenze lässt sich meist nicht angeben. Die Steilheit des Felshanges und das Fehlen von leicht erkennbaren Leithorizonten verunmöglichen die eindeutige Feststellung, welche Dolomite seitlich noch in Kalk übergehen können, und von welchem Niveau weg nach oben ausschliesslich Dolomite auftreten. Auch nach dem Aussehen der Dolomite ist eine solche Unterscheidung nicht möglich. Im Tal der Grande-Eau sind nach dem Profil von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) und von F. ELLENBERGER (1950b) über der «oberen Rauhwacke» hauptsächlich dolomitische Kalke anzutreffen, die ins Norien gestellt werden. Am Seehorn ist eine analoge Altersbestimmung und Grenzziehung ausgeschlossen. Die Gesteine haben eine gewisse Ähnlichkeit mit den meist dunklen Dolomiten (150–130 m u. L.) im Hangenden der ladinischen Diploporenkalke. Dunkle, feinkörnige, etwas mehlig anwitternde und grobkörnige, rauher anwitternde Dolomite wechseln lagenweise oder in grösseren Bänken mit helleren, fein bis grob zuckerkörnigen Dolomiten ab. Durch Helligkeitsunterschiede oder durch die Anordnung von feineren und gröberen, uneinheitlich geformten Sprenkeln wird in ihnen vielfach eine Schichtung (auch Kreuzschichtung) sichtbar gemacht. Unabhängig von der Körnigkeit des Gesteins lässt sich in einigen Schichten ein schwacher Kieselgehalt feststellen, und zwar am ehesten in feinkörnigen dunklen oder gelblich verfärbten leicht tonigen Dolomiten, die mehlig anwittern. Dabei zeigen sich gelegentlich auf einem Teil der Schichtflächen grünlich-schwarze, schwach kieselige Tonhäutchen. Mergelige Gesteine treten nur äusserst selten und in wenig Zentimeter breiten gelben Schieferlagen auf. Eine in den feinkörnigen dunklen Dolomiten recht häufige Erscheinung sind erbsengrosse und grössere rundliche Gebilde aus grobkristallinem, z. T. gelbgefärbtem Dolomit oder Kalzit, die wie Warzen auf der Anwitterungsfläche vorstehen oder Löcher erzeugen. Sie besitzen eine grosse Ähnlichkeit mit den «Kalziterbsen» in den dolomitischen Anteilen der Kalke. Ihre Kristalle scheinen im Gestein selbst und auf dessen Kosten gewachsen zu sein oder gemahnen, besonders in den grösseren Rundformen, an drusenartige Hohlraumfüllungen.

Bereich der Dolomitbreccien

a) Die gelben Schiefer (Leitniveau)

Auf der SE-Flanke des Seehorns bildet gelbanwitternder, oft stark verschieferter mergeliger Dolomit einen schmalen, grasbewachsenen Absatz nahe der Oberkante des 70–80 m hohen Felshanges zwischen unterer und oberer Röti. Diese gelben Schiefer sind, solange keine Breccien auftreten, die einzige markante

Grenze zwischen den im Grunde genommen sehr ähnlichen Dolomiten im Liegenden und Hangenden. Sie besitzen am Seehorn und im Mittelteil des Mäniggrates eine Mächtigkeit von ungefähr einem Meter. Am NE-Abhang des Mäniggrates jedoch, wo F. RABOWSKI (1912) sie als über seiner «oberen Rauhwacke» liegend beschreibt («marnes à faciès Keuper»), sind diese Schiefer lokal viel mächtiger, was aber tektonisch bedingt sein könnte. Nach dem Profil von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) zu schliessen, erreichen im Tal der Grande-Eau die wahrscheinlich entsprechenden Mergelschiefer 15–20 m Mächtigkeit. Sie werden von fossilführendem Rhät überlagert, während im Diemtigtal meist 70–80 m Dolomitbreccien folgen und dann bis zu den Mytilusschichten eine Schichtlücke besteht.

Etwa 4 m über den gelben Schiefeln kommt eine zweite, 2–4 m dicke, gelbe Dolomitlage vor, die aber nur ausnahmsweise verschiefert ist. Sie liegt im Gelände zu unterst an der wiederum flachern obern Röti, die ihr Entstehen den Dolomitbreccien und besonders den weichen Mytilusschichten verdankt.

b) Die Dolomitbreccien

Die gleichen Breccien, die schon A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) am Seehorn beobachtet haben, die aber von A. JEANNET in der «Geologie der Schweiz» von ALB. HEIM (1922) nicht mehr erwähnt werden, kommen auf der ganzen linken Seite des Diemtigtales vor. Eine Hebung und Schiefstellung des Untergrundes bewirkte, dass die Breccien an einigen Stellen vor Ablagerung der Mytilusschichten wieder abgetragen worden sind. Ihre heutige Mächtigkeit schwankt daher zwischen null und mehr als achtzig Metern.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. J. CADISCH sehen unsere jüngsten triasischen Ablagerungen den ostalpinen Hauptdolomitbreccien sehr ähnlich. Auch für unsere Gesteine ist, obschon hier das fossilführende Rhät fehlt, ein norisches Alter nicht ausgeschlossen. Ebenfalls gilt in überraschenderweise die allgemeine Beschreibung, die J. DEBELMAS (1952, 1955) von Breccien und Dolomiten aus der obern Trias des Briançonnais gibt.

Die Dolomitbreccien setzen am Seehorn unmittelbar über den gelben Schiefeln, z. T. aber auch erst über der zweiten gelben Lage ein. Tiefer, in den liegenden Dolomitbänken, fehlen eigentliche Breccien, obgleich Ansätze dazu gelegentlich bemerkbar sind. Im grossen betrachtet ist der ganze Breccienkomplex ziemlich gleichartig ausgebildet; im einzelnen jedoch zeigen sich in vertikaler und horizontaler Richtung beträchtliche Unterschiede. Man findet grobblockige Massen neben feinen Breccien, regellose Partien und geschichtete Lagen sowie Breccien mit eckigen oder etwas gerundeten Komponenten und mit viel oder wenig Bindemittel. Komponenten wie Grundmasse bestehen zur Hauptsache aus Dolomit. Nur in den obersten Partien kommen vereinzelt, seltener ausschliesslich, auch Kalkkomponenten in Dolomit- oder sogar Kalkgrundmasse vor. Ein für alle Breccien recht typisches Merkmal sind die, in wechselnder Häufigkeit zwischen den Komponenten, auf Schichtflächen und in Gesteinsfugen auftretenden, mehr oder weniger kiesligen Tonbeläge von meist dunkler aber auch gelblicher, rostbrauner oder grünlicher Farbe.

Innerhalb der Breccien trifft man einzelne Bankstücke und grössere Schichtpartien, die keinen Brecciencharakter aufweisen. Es handelt sich um die gleichen

Gesteine, die die Komponenten und möglicherweise auch das Bindemittel der angrenzenden Breccien geliefert haben. Am häufigsten kommen grau- bis bräunlichbeige und leicht mehlig anwitternde, ziemlich dunkle feinkörnige Dolomite vor. Hellere und dunklere Schichten und Lagen wechseln miteinander ab. Bei günstiger Anwitterung lassen sich ebenfalls Feinschichtung sowie gelegentlich Kreuzschichtung und kleinere Fließstrukturen erkennen. Sehr verbreitet ist ein gewisser Ton- und z. T. auch Kieselgehalt. Dünnbankige, gelblich anwitternde mergelige Dolomite mit zahlreichen tonigen bis kiesligen feinsten Lagen und Adern sind besonders in der oberen Hälfte stark vertreten. Seltener beobachtet man dunkle, etwas bräunliche Schichten mit schwarzen Tonbelägen. Im mittleren Bereich treten auch grobkörnigere, ursprünglich oolithische Gesteine auf, deren Feinstruktur aber bei der Umkristallisation weitgehend zerstört wurde. Einige Lagen enthalten hier, neben vereinzelt kleinen Gastropoden, äusserst zahlreiche Schalenreste, die wahrscheinlich von der, aus der germanischen Trias bekannten, *Myophoria goldfussi* V. ALB. stammen. In den obersten Partien, besonders im NE-Teil der Röti (602050/157510/1900), kommen grau anwitternde untypische dunkle Kalke vor. Sie können teilweise oder völlig in Dolomit umgewandelt sein. Das gleiche gilt für die Grundmasse und Komponenten der brecciösen Anteile.

Der ganze Bereich der Breccien könnte infolge wechselnder lithologischer Zusammensetzung, so z. B. schwankender Häufigkeit kiesliger Tonhäute, aber auch auf Grund der vorherrschenden Komponentengrösse – beide Faktoren sind von Einfluss auf das Anwitterungsprofil – in drei bis vier Untergruppen aufgeteilt werden. Dieser Gliederung käme jedoch nur eine geringe, örtlich beschränkte Bedeutung zu.

Am NE-Ende der Röti kommen innerhalb der Breccien und zwar besonders in den oberen, Kalkkomponenten enthaltenden Partien Rauhacken vor. Die Rauhackenbildung, die nach allgemein verbreiteter Ansicht durch die Anwesenheit von Gips oder sulfathaltigen Lösungen mitbedingt wird, kann hier durch eine vorgängige tektonische Zerrüttung des Gesteins begünstigt worden sein. Vertikale Verstellungen sowie Diskordanzen an der Liegend- und Hangendgrenze des Rauhackenvorkommens sind feststellbar. Merkwürdigerweise führen die Quellen im Bereich der Breccien kein sulfathaltiges Wasser; ebenfalls lässt sich in Gesteinsproben kein Sulfat nachweisen. Gipsvorkommen treten erst in 1,3 km Entfernung in der Zone zwischen Spillgerten-Teildecke und Twierienhorn-Schuppe auf. Sie sind durch einen grossen Bruch an der Wehri, wo mächtige Rauhackemassen anstehen, nahezu bis auf das Niveau der Breccien emporgehoben worden. Der zur Rauhackebildung notwendige Sulfatgehalt könnte, jedoch mit geringer Wahrscheinlichkeit, auch aus später wieder abgetragenen, während der Regressionsphase abgelagerten lagunären Sedimenten herkommen.

c) Bemerkungen zur Entstehung der Breccien

Die in der «Geologie der Schweizeralpen» von J. CADISCH (1953) gegebene Beschreibung der Hauptdolomitbreccien der Aroser Schuppenzone ist auch für unsere Breccien weitgehend zutreffend. Sie scheinen in ihrer Hauptmasse aus sog. Primärbreccien zu bestehen, d. h. sie sind durch ein Zerbrechen und Zerfallen

der mehr oder weniger verfestigten ursprünglichen Ablagerungen entstanden. Von den bei A. CAROZZI (1948, 1953) in übersichtlicher Weise zusammengestellten Entstehungsmöglichkeiten ähnlicher Ablagerungen erklärt dagegen keine den Charakter unserer Gesteine vollständig; ebenso sind auch die von J. DEBELMAS (1952, 1955) geäußerten Ansichten nicht vorbehaltlos zu übernehmen.

Anhaltspunkte über den Mechanismus der Breccienbildung lassen sich am ehesten in wenig gestörten Bezirken gewinnen. Insbesondere finden sich gute Beobachtungsmöglichkeiten im leichter zugänglichen SW-Teil der oberen Röti.

Ruhig gelagerte, kompakte Bänke können nach der Seite hin verbogen und zerbrochen sein (Tafel VII, Fig. 1), ineinander verkeilen und schliesslich in eine wirre Trümmermasse übergehen. Diese Erscheinung lässt sich durch ein Abgleiten von Schichtpaketen auf schiefgestellter Unterlage mit gleichzeitiger Zertrümmerung erklären. Wenn die Schichten unter sich gleiche Festigkeit aufwiesen, so wurden ihre Bruchstücke ohne viel Bindemittel wieder miteinander verkittet. Bestanden aber Festigkeitsunterschiede, was während der Gesteinswerdung in nicht völlig gleichartigen Sedimenten möglich erscheint, so übernahmen die plastischeren Anteile die Rolle des Bindemittels.

Die bei der Hebung und Schiefstellung in den stärker verfestigten, älteren triasischen Ablagerungen aufgetretenen Spannungen erzeugten senkrecht zur Schichtung verlaufende Bruch- und Kluftsysteme. Es ist somit nicht weiter verwunderlich, dass auch im Bereich der Breccien die am stärksten zertrümmerten Partien vielfach in vertikalen Zonen angeordnet sind.

Bei günstiger Anwitterung erkennt man, dass die Breccienbildung, auch ohne tektonische Beanspruchung an Bruchrändern oder Zerbrechen infolge Schichtgleitung, sogar innerhalb ruhig gelagerter Schichten stattfinden konnte. Zur Veranschaulichung sollen im folgenden einige Beobachtungen angeführt werden.

Eine hellanwitternde, ca. 10 cm breite Bank (601880/156950/1980) kann auf kürzere oder längere Strecke in einzelne Brocken zerfallen sein (Tafel VII, Fig. 2). Die Bruchstücke sind entweder nur wenig aus ihrem ursprünglichen Zusammenhang verschoben oder schwimmen als Breccienkomponenten in dem unterlagernden dunklen Dolomit. Ein zweites, noch deutlicheres Beispiel (601610/156830/1910) findet sich im Liegenden der gelben Schiefer (Tafel VII, Fig. 3). Aus einer 7–10 cm dicken dunklen Dolomitlage ist ein ungefähr daumengrosses, durch senkrecht zur Schichtung verlaufende Risse losgetrenntes Stück in den darunterliegenden hellen Dolomit abgeglitten. Der helle Dolomit seinerseits ist in die entstandene Lücke eingedrungen, in der einige dunkle Splitter zurückblieben. Die Annahme, dass in beiden Fällen die obere Schicht fest, die untere dagegen zähflüssig gewesen sein muss, erklärt noch nicht, warum die einzelnen, offensichtlich spezifisch schwereren Bruchstücke nicht beliebig weit in die flüssig-breiige Masse absanken. Diese muss nach dem Zerbrechen der Schichten, das durch erdbebenartige Erschütterungen bewirkt worden sein könnte, jeweils ziemlich rasch zu einer festen Substanz erstarrt sein.

Die Eigenschaft, dass plastische Massen durch Erschüttern (Schütteln, Umrühren) flüssig werden und nach einer bestimmten Zeit wieder erstarren können (Gel-Sol-Gel-Umwandlung) wird nach T. PETERFI (1927) mit dem Namen Thixotropie bezeichnet. Wie die Untersuchungen von H. G. F. WINKLER (1938) und

P. G. H. BOSWELL¹⁰⁾ (1949) ergeben haben, scheinen mit Ausnahme von groben, reinen Sanden und Kiesen alle nicht völlig verfestigten Sedimente fähig zu sein, den thixotropen Zustand anzunehmen. Der Grad der Thixotropie ist dabei abhängig vom Wassergehalt und der stofflichen Zusammensetzung, d. h. vom Mineralbestand, von der Grösse, Form und Sortierung der Körner, vom Elektrolytgehalt und von der Anwesenheit organischer Substanzen oder anderer Kolloide. In den beiden von uns angeführten Fällen könnten ein wechselnder Gehalt an Tonmineralien und organischen Kolloiden sowie verschiedene Korngrösse zur Hauptsache das unterschiedliche Verhalten einzelner Schichten bewirkt haben. Diese Annahme lässt sich aber an den heute vorliegenden Gesteinen durch Laboratoriumsuntersuchungen nicht mehr eindeutig bestätigen. Beobachtungen in stratigraphisch tiefern Schichten, vor allem in dolomitischen Gesteinen, sprechen dafür, dass auch diese während der Diagenese thixotrope Eigenschaften aufwiesen.

Ein weiteres Beispiel (601880/156980/1980) zeigt, dass durch das Einbrechen einer tragenden Lage auch die Gleichgewichtsverhältnisse in den hangenden Schichten gestört worden sein müssen (Tafel VII, Fig. 4). Sie konnten nachrutschen und dabei ihrerseits sich verbiegen, zerbrechen und sich z. T. auch für einige Zeit verflüssigen. Eine derartige Deutung der Schichtgleitungen, die somit über keine grösseren Distanzen stattgefunden haben müssen, erklärt einen grossen Teil des raschwechselnden Formenreichtums unserer Breccien.

Aufhellungserscheinungen, die am deutlichsten in dunklen Dolomiten zu beobachten sind, weisen darauf hin, dass an Schichtfugen und Haarrissen und von diesen ausgehend auch in beliebiger räumlicher Ausbreitung, Stoffumsetzungen innerhalb der Gesteine möglich waren. Es lässt sich zwar nicht stets feststellen, ob es sich dabei, ähnlich wie an Verwitterungsoberflächen, um jüngere Ausbleichungen handelt, oder ob diese Veränderungen, wie in einigen Fällen angenommen werden kann, mehr oder weniger gleichzeitig mit der Breccienbildung erfolgt sind. Besonders rege Stoffaustauschvorgänge scheinen in den zeitweilig wieder flüssig gewordenen Anteilen stattgefunden zu haben. Die im zuletzt erwähnten Beispiel in die «Einbruchstelle» abgeglittene Bank besitzt dort, wo sie an ihrer Untergrenze wieder aufgeweicht worden ist, eine hellere Anwitterungsfarbe (Tafel VII, Fig. 4). In einem anderen Falle (601870/157000/1990) beobachtet man, dass eine dunkle Dolomitbank von der unter ihr liegenden hellbeige anwitternden Breccie her verändert worden sein muss (Tafel VII, Fig. 5). Die Aufhellungen greifen als Ausbuchtungen in den dunklen Dolomit und umschliessen dabei öfters komponentenartige Schollen. Diese Komponenten sind nachträglich aus ihrer Lage verschoben worden, so dass man vermuten möchte, die vorgängige Stoffumwandlung habe in den aufgehellten Gesteinspartien das thixotrope Verhalten, die Wiederverflüssigung begünstigt. Mit Ausnahme der obersten unveränderten Relikte haben auch die Komponenten ihre dunkle Färbung verloren. Sie unterscheiden sich in ihrer Anwitterungsfarbe kaum mehr von der hellen Grundmasse. Eine gleichartige Breccienbildung, aber in kleinerem Ausmasse und von Schichtfugen ausgehend, findet man auch innerhalb der dunklen Dolomitbank selbst.

¹⁰⁾ Historisches und weitere diesbezügliche Literaturangaben siehe bei P. G. H. BOSWELL (1949, 1955).

Die Angleichung der Anwitterungsfarbe zwischen ursprünglich dunklen und hellen Dolomitkomponenten und ihrer Grundmasse ist eine häufige Erscheinung. Vielfach sind zugleich auch andere, den ungestörten Ablagerungen eigene Unterscheidungsmerkmale, wie beispielsweise Unterschiede in der Körnigkeit, viel weniger ausgeprägt.

Sobald in den oberen Lagen der Breccien Kalkkomponenten und kalkiges Bindemittel auftreten, erkennt man, dass Dolomitierungserscheinungen weitverbreitet sind. Eine bestimmte Grenze zwischen reinen Dolomitbreccien und solchen, die Kalk enthalten können, lässt sich nicht angeben. Es scheint vielmehr, dass hier die Unterschiede nur durch eine örtlich wechselnde Intensität der Umwandlung in Dolomit bewirkt worden sind. Wann die Dolomitisation stattgefunden hat (primäre Ausscheidung, früh- oder spätdiagenetische Umwandlung) und ob nicht mehrere Phasen aufeinandergefolgt sind, lässt sich nicht endgültig entscheiden. Wahrscheinlich hat, besonders in der durch Hebung und Schiefstellung des Untergrundes bewirkten Regressionsphase, das Auflockern des Schichtgefüges bei der Breccienbildung eine Zirkulation magnesiumhaltiger Lösungen begünstigt. Umgekehrt hat möglicherweise die Dolomitisation, zusammen mit andern Stoffersatzvorgängen, gleichzeitig die thixotropen Eigenschaften der Sedimente noch verstärkt und damit die Bereitschaft zur Breccienbildung erhöht. Die Festlandsperiode zwischen Trias und Mytilusschichten wird später eine neuerliche Dolomitierung, eine Gelbverfärbung der obersten Breccienpartien sowie die Verkieselung der Schichtfugen, Haarrisse und Komponentengrenzen bewirkt haben, wodurch ältere Einflüsse teilweise überprägt worden sind.

DIE MYTILUSSCHICHTEN

Einleitung

In der neuesten monographischen Bearbeitung der Mytilusschichten des östlichen Teiles der Préalpes romandes ordnet H. H. RENZ (1935) die ausschliesslich den südlichen Regionen der Klippendecke angehörenden Vorkommen von N nach S in vier tektonische Zonen ein. Die beiden mittleren, die Zone II oder Gastlosenzone und die Zone III oder Rüblizone, enthalten in meist mergeligen Gesteinen die eigentliche, reiche Fauna der Mytilusschichten, während die Zone I oder Heitizone im Norden und die Zone IV oder Seehorn–Spillgerten–Gummfluh-Zone im Süden vorwiegend kalkig ausgebildet sind und, ausser einem von RABOWSKI (1918) bei Wildenberg (Zone I) aufgefundenen Ammonitenhorizont, eine weniger reichhaltige Fauna aufweisen. Die Gliederung der Mytilusschichten in die fünf von oben nach unten mit den Buchstaben A bis E bezeichneten stratigraphischen Niveaus von H. SCHARDT und P. DE LORIOLE (1883) wird, mit Ausnahme der Bezeichnung, von H. H. RENZ übernommen und mit einigen Einschränkungen auf alle vier Zonen angewendet. Die Benennung erfolgt aber von unten nach oben mit den Ziffern I bis IV derart, dass das unterste Niveau I dem Niveau E, das oberste Niveau IV dem Niveau A entspricht.

Die Mytilusschichten der Zone IV oder Seehorn–Spillgerten–Gummfluh-Zone, bespricht H. H. RENZ anhand eines einzigen, als typisch ausgewählten Profiles (Nr. 20) vom E-Abhang des Seehorns. Daran anschliessend beschreibt H. WEISS

(1949) ein Malmprofil (Nr. 25) und setzt sich kritisch mit der Frage der Obergrenze der Mytilusschichten, ihrer Abgrenzung gegen den Malm und ihrer Niveaufeilung auseinander.

Die Ausführungen von H. H. RENZ gelten im Gebiet des Seehorns und der Spillgerten weitgehend nur für die erwähnte Profilstelle. Im nachfolgenden sollen daher einige Hinweise und Ergänzungen gegeben werden, wobei, um den Zusammenhang zu wahren, auch Bekanntes miteingeschlossen werden muss.

Die Unterlage der Mytilusschichten

Die hier schon besprochene oberste Partie der Trias, die zur Hauptsache aus mehr oder weniger groben dolomitischen Breccien besteht, wird von H. H. RENZ als Niveau I bezeichnet, aber nicht mehr zu den eigentlichen transgressiven Mytilusschichten gezählt. Sie bildet jedoch gegen SW hin nur bis SSW unterhalb des Seehornspfels das Liegende und wird nachher, infolge Abtragung, durch tiefere triasische Schichten abgelöst. Das Niveau I wird nicht durch Rauhwaacke unterlagert; es kann aber, wie dies 400–600 m NNE der angegebenen Profilstelle der Fall ist, zufälligerweise Rauhwaacke einschliessen. Seine ganze Mächtigkeit ist daher meist wesentlich grösser als 12–15 m. Entgegen den Angaben von H. H. RENZ enthalten diese Breccien, die in ihrer Hauptmasse wahrscheinlich durch thixotrope Vorgänge und Schichtgleitungen aus marinen Sedimenten entstanden sind, in ruhigeren Partien oft zahlreiche, mit *Myophoria goldfussi* V. ALB. vergleichbare Schalenreste und Abdrücke. Ein liasisches Alter dieser Ablagerungen wird sich somit in unserem Gebiet kaum begründen lassen.

Festlandsperiode und siderolithische Bildungen (Fig. 6)

Eine möglicherweise schon in der Trias einsetzende Hebung und Schiefstellung, die sich noch bis in die Mytilusschichten durch Regressionsphasen bemerkbar macht, führte nach Ablagerung der die Dolomitbreccien (Niveau I) bildenden Schichten zu einer Trockenlegung und Abtragung des Untergrundes. Das neuerlich vordringende Meer transgredierte über eine z. T. von Brüchen verstellte, im Mittel um 10% gekippte und abgetragene Trias (Fig. 6) und erreichte die Gegend des Seehorns nach H. H. RENZ im oberen Dogger, die Gegend der Spillgerten im Malm. Während am E-Hang des Seehorns die Trias und die Mytilusschichten ihre grösste Mächtigkeit aufweisen, liegen 3 km SSW, an der NE-Flanke der Hinterspillgerte, nur noch wenige Meter der obersten Mytilusschichten über einer um ca. 300 m reduzierten Trias. Weitere 500 m SSW, am S-Grat der Spillgerten, fehlen die eigentlichen Mytilusschichten vollständig.

Einen Hinweis auf die Stärke der Abtragung der Trias gibt vielleicht das Vorkommen von Sandkalken und z. T. groben Sandsteinen in den oberen Mytilusschichten und in der Malmbasis. Ihr erstes Auftreten fällt mit dem Erscheinen von aufgearbeiteten Komponenten aus tieferen Mytilusschichten zusammen und zeigt damit eine neuerliche Hebung und Schiefstellung des Untergrundes an. Da in diesem Zeitpunkt die von kiesligen Adern und Tonhäutchen durchsetzten Dolomitbreccien des Niveaus I längst abgetragen oder überdeckt waren, und, ausser einer 550 m tiefer auftretenden, vereinzelt Kieselknöllchen- und Kon-

ktionen enthaltenden Lage, in der Trias unseres Gebietes deutlich quarzführende Sedimente fehlen, stellt sich die Frage nach der Herkunft des Quarzsandes. Theoretisch wäre es nicht ausgeschlossen, dass bei einer auch ausserhalb des Untersuchungsgebietes weiterbestehenden Kippung und Abtragung des Untergrundes um 10%, schon 8 km S des Seehorns tiefere als die uns bekannten ungefähr 800 m mächtigen triasischen Schichten blossgelegt waren.

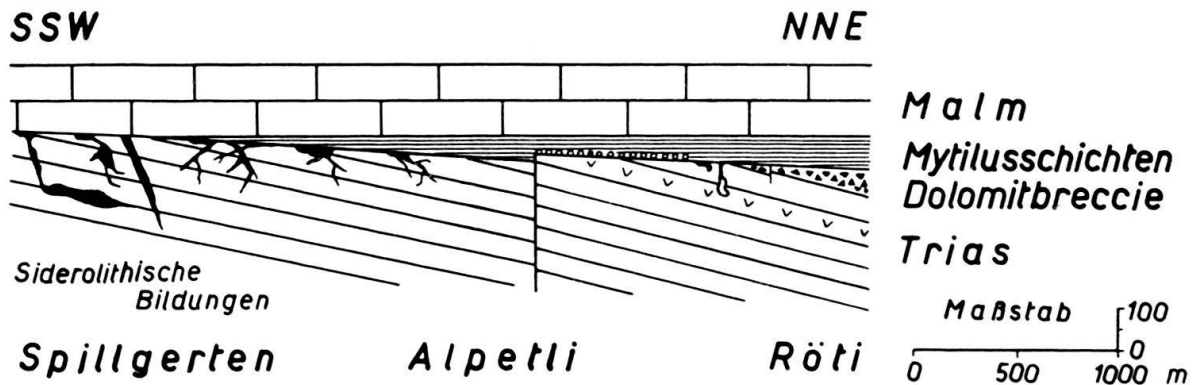


Fig. 6. Schematische Darstellung der transgressiven Lagerung von Mytilusschichten und Malm über schiefgestellter und abgetragener Trias.

Je stärker die Trias abgetragen wurde und je später gegen SSW hin die Transgression einsetzte, d. h. je länger die Festlandsperiode andauerte, desto häufiger und augenfälliger sind die allgemein verbreiteten, aber besonders aus dem Gebiet des Brunnenhorns und der Spillgerten bekannten siderolithischen Vorkommnisse. Entgegen der Auffassung von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) liefern sie jedoch keinen Anhaltspunkt dafür, dass die Festlandszeit schon in der Trias eingesetzt hat. Sie sind auf keinen bestimmten stratigraphischen Horizont beschränkt und können in vielgestaltiger Ausbildung und wechselnder, selbst konkordanter Lagerung in jedem Niveau der Trias auftreten. Die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen lässt sich zusammenfassend, wenn auch nicht erschöpfend beschreiben als durch Schutt und z. T. gelbe und rote Verwitterungsrückstände ausgefüllte Klüfte, Karsthohlräume und oberflächliche Unebenheiten (z. B. Schichtköpfe) und als durch Mg- und Fe-haltige Lösungen dolomitisierte oder gelb und rot verfärbte, triasische und transgressive Gesteinspartien. Die hier auftretenden Stoffersatz-, Resorptions- und Rekristallisationsphänomene wären in ihrer Gesamtheit einer eingehenden chemisch-petrographischen Untersuchung wert.

Die transgressiven Sedimente

Die Ausbildung des Kontaktes zwischen der Trias und den Mytilusschichten oder der Malmbasis ist verschiedenartig. Sie lässt sich aber im wesentlichen vier verschiedenen Typen zuordnen, die in bestimmten Gebietsabschnitten vorherrschen.

1. Typus: Kohlige, gelbrostige und graue Mergel über nur lokal mit Schutt bedeckter und wenig abgetragener Trias.

Am E-Hang des Seehorns transgredieren die basalen Mytilusschichten mit kohligen¹¹⁾ oder mergeligen, von gelbrostigen Schichthäutchen mehr oder weniger stark durchsetzten Sedimenten über die an der Grenzfläche oft gelb und löcherig verwitternden Dolomitbreccien (Niveau I). Auch in den Breccien finden sich auf Schichtflächen, in Gesteinsfugen und an Komponentengrenzen gelbliche, grünliche oder schwarze Beläge aus tonigem bis kohligem und kiesligem Material. Die transgressiven Mytilusschichten können zudem lokal ebenfalls gröberes, aufgearbeitetes Material enthalten. Es ist somit, besonders beim Fehlen der untersten kohligen Lagen, an einigen Stellen nicht möglich, die Grenze zwischen Trias und Mytilusschichten genau festzulegen.

Gegen SW ist die Trias stärker abgetragen. Die z. T. blockig zerfallenen Schichtköpfe der unter den Breccien liegenden Dolomitbänke, sind oberflächlich oft zu einem gelben, rauhwascheähnlich zersetzten Gestein mit Rötelnauern und kohligem Substanz als Hohlraumfüllung umgewandelt. Sie stecken, von gelben und kohligen Letten umhüllt, in den ebenfalls gegen SW hin auskeilenden und nur noch wenig mächtigen gelbrostigen, schwarzen, braunen und grauen Schiefen.

Sobald gegen SW zu die Abtragung die unter der obersten Dolomitserie folgenden dunklen Triaskalke erreicht, fehlen die basalen, gelbrostigen und kohligen Mergel, und Transgressionskonglomerate oder -breccien treten an ihre Stelle. Kohlige Schiefer mit rostfarbenen Flächen und Einschlüssen finden sich aber auch noch 1 km weiter SW in zerklüfteten Partien der Triasoberfläche, obschon die untersten 20–30 m der Mytilusschichten hier nicht mehr abgelagert sind. Da an einigen Stellen in dem brecciösen Transgressionskonglomerat ausser triasischen seltener auch Komponenten aus den Mytilusschichten vorkommen, scheint es möglich, dass bereits abgelagerte Sedimente wieder erodiert worden sind.

2. Typus: Transgressionskonglomerate mit *Bauneia multitabulata* über mässig stark abgetragener Trias.

Vom SE-Abhang des Seehorns weg gegen SW hin bis an den Grat, der das obere Alpetli vom Kelli trennt, treten charakteristische Breccien und Konglomerate auf. Sie enthalten in meist feindrecciöser bis kalkiger Grundmasse mehr oder weniger gerundete Komponenten von dunklem Triaskalk und hellem Dolomit und oft in reichlicher Masse die Bryozoenspezies *Bauneia multitabulata* DENINGER¹²⁾ (E. GENGE jun., 1952). Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen ist nicht konstant und schwankt von 0 bis 1 m. Nach oben gehen sie in einen 0–3 m mächtigen, meist spätigen und von gelblichen feindrecciösen bis feinkörnigen und schwach sandigen Schlieren verschieden stark durchsetzten Kalk über, der neben Bauneien auch Foraminiferen, Korallen, Algen, Trochiten und Schalenrümmer enthalten kann. Darüber folgen die ziemlich fossilreichen, meist schichtigen und dunklen Kalke der untern Mytilusschichten.

¹¹⁾ Geschichtliches zu den Kohlenvorkommen am Röti- oder Seehorn siehe bei L. WEHRLI (1919, p. 70–72).

¹²⁾ In verdankenswerter Weise von Herrn Dr. H. H. RENZ überprüft.

Die Gesteinspartien beiderseits des Kontaktes, die vielfach gelb bis rötlich verfärbt sind, können sich infolge einer die Strukturen verwischenden Dolomitisation sehr ähnlich sehen. Desgleichen lassen sich untypische dunkle Kalke der Mytilusschichten und der Trias, wenn sie beim Fehlen des mehr nur in Mulden vorkommenden Grenzkonglomerates direkt aneinanderstossen, nicht immer ohne weiteres unterscheiden.

Konglomeratische und brecciöse Gesteine mit *Bauneia multitalata* trifft man nicht nur als Begleiter der Transgressionsfläche, sondern auch davon ausgehend als bestimmte Horizonte innerhalb der Schichtreihe. An der Grenze der unteren kalkigen zu den oberen meist sandigen Mytilusschichten und in der Malmbasis steht ihr Auftreten offenbar in Zusammenhang mit verstärkter Erosionstätigkeit.

3. Typus: Direkter Kontakt zwischen jüngern Sedimenten und stark abgetragener Trias.

Im Gebiet der Spillgerten ist die alte Oberfläche der hier um mehrere hundert Meter abgetragenen Trias keineswegs völlig eingeebnet. Über erhöhten Partien ist die Schuttbedeckung sehr gering. Hier können die Sedimente der oberen Mytilusschichten oder der Malmbasis – oft nicht einmal durch eine schmale gelbrötlich verfärbte Zone oder durch eine Verwitterungskruste getrennt – in direktem Kontakt mit der Unterlage stehen. Taschen, Klüfte und Adern sind dagegen öfters mit gelben, grünen, roten oder oxydischen Verwitterungsprodukten, mit Detritus und mit z. T. fossiltrümmerhaltigen, meist gelben und verschieden stark dolomitisierten neuen Sedimenten ausgefüllt.

4. Typus: Starke Schuttbedeckung der Trias mit nach oben sich verringernder Korngrösse.

Der gelegentlich von kleinern Diskordanzen unterbrochene Übergang aus gelbgeadertem kompaktem Triaskalk in Kalk mit intensiver und breiter gelbgefüllter Adernung, in grobe Schuttbreccie mit gelbsandigem Zement, dann in mittlere z. T. konglomeratische Breccie und zuletzt in die meist noch gelblichen sandigen Gesteine der oberen Mytilusschichten und der Malmbasis mit ihren vereinzelt brecciösen oder konglomeratischen Einlagerungen steht im Gegensatz zum unmittelbaren scharfen Kontakt. Diese beiden im Gebiet der Spillgerten häufig zu beobachtenden Ausbildungsformen, die auch im Transgressionsbereich der unteren Mytilusschichten in ähnlicher Art auftreten können, bilden untereinander alle Übergänge. Erwähnenswert ist, dass bei nicht zu starker Schuttüberlagerung der Triasoberfläche sich in ihr und in grösseren Komponenten durch Bohrmuscheln erzeugte Löcher finden lassen.

In der Spillgertengegend sind Dolomitisationsphänomene nicht nur in den triasischen Gesteinen und am Kontakt, sondern auch in den jüngern Sedimenten äusserst mannigfaltig. In den meist etwas dolomitischen brecciösen oder sandigen Kalken verdichten sich die feinen Dolomitkörner vielfach zu beliebig geformten, z. T. gelblich gefärbten Wolken, Fetzen oder Schlieren, die in willkürlicher Verteilung auftreten. Auch eigentliche Dolomitbänke und -mergellagen sind anzutreffen. In der Malmbasis lässt sich der Dolomitgehalt bis weit über den eigentlichen Transgressionsbereich hinaus nachweisen, so dass noch am Seehorn H. WEISS (1949) seinen dolomitischen «Grenzhorizont» erkennen konnte.

Mytilusschichten und Malmbasis

a) Allgemeiner Überblick

Die eigentlichen Mytilusschichten, die Niveaus II bis IV von H. H. RENZ (1935), erreichen an der SE-Flanke des Seehorns ihre grösste Mächtigkeit. Sie bilden hier mit ihren leicht verwitternden schichtigen Gesteinen die flachere Hangpartie der oberen Röti, deren oberster Teil durch drei im Anwitterungsprofil deutlich hervortretende Bänke gegliedert ist. Die «oberste Bank», die ihrer hellen Verwitterungsfarbe und ihres bröckeligen Aussehens wegen auffällt, bildet oft noch den untersten Teil der Malmfelswand. Sie entspricht einer Partie des «dolomitischen Grenzhorizontes» von H. WEISS (1949), über dem er die Grenze Mytilusschichten/Malm festlegt (Fig. 7). H. H. RENZ zieht, nach seinen Massangaben zu schliessen, diese Linie unter der «obersten Bank» durch, während ich, um diese Grenze auch im Spillgertengebiet eindeutig verfolgen zu können, sie 5 m tiefer, über der «mittleren Bank» wähle. Die «unterste Bank» trennt die in den oberen Lagen auftretenden Sandkalke und Mergel von den darunterliegenden, 40–45 m mächtigen, geschichteten Kalken, die ihrerseits noch von den basalen grauen, kohligen und gelbrostigen Mergeln unterlagert werden.

Im Gegensatz zu den Angaben von H. H. RENZ, der sein einziges Profil wahrscheinlich an einer der wenigen durchgehend aufgeschlossenen, dafür aber ausserordentlich steilen Stellen geschlagen hat, ist seine Zone IV oder Seehorn–Spillgerten–Gummfluh-Zone am Seehorn doch ziemlich fossilreich. Gut erhaltene Versteinerungen lassen sich aber nur bei systematischem Suchen auffinden. Da die gesamte Fauna der Mytilusschichten ohnehin einmal von berufener Seite völlig revidiert werden muss, verzichtete ich auf das Anlegen einer vollständigen Sammlung. Trotz der von mir neu gefundenen Fossilien und auch durch Vergleich mit den Angaben aus den übrigen Zonen von H. H. RENZ ist es nicht möglich, seine Niveaueinteilung der Mytilusschichten zu verfeinern, das Niveau IV vom Niveau III abzutrennen oder gar die Annahme von H. WEISS zu bestätigen, dass hier das Niveau IV überhaupt fehle. Sicher treten einige der nun auch in der Seehorn–Spillgerten–Gummfluh-Zone vorkommenden, nach H. H. RENZ nur dem Niveau II zugehörige Korallen und die dem Niveau III zugeordneten Muscheln, Schnecken, Foraminiferen und die *Baunea multitabulata* mit und nebeneinander auf, so dass die angegebene Grenze zwischen diesen beiden Niveaus, die ohnehin inmitten durchaus ähnlicher Kalke liegt, keine ersichtliche Berechtigung mehr hat. Die Mytilusschichten lassen sich jedoch nach rein lithologischen Gesichtspunkten zweckmässig gliedern. Zu Vergleichszwecken seien im folgenden die Schichtnummern der Profile Nr. 20 von H. H. RENZ (1935) und Nr. 25 von H. WEISS (1949) in Klammern angeführt.

b) Die basalen Mytilusschichten (Renz: Nr. 3–6)

Die untersten, am Seehorn bis 10 m mächtigen Mytilusschichten bestehen aus braunschwarzen oder grauen feinblättrigen Mergeln mit Mergelkalkbänken und linsenartig eingelagerten Kohleflötchen mit rostigen Schicht- und Schieferungsflächen. Gelbrostige und kohlige Mergel begleiten häufig den Kontakt. Ausser einigen unbestimmbaren kleinen Turmschnecken und Muschelschalentrümmern

lassen sich kaum Fossilien erkennen, wohl auch, weil diese feinschichtigen Gesteine stets tektonisch beansprucht worden sind. Immerhin erwähnt H. H. RENZ den Fund einer für sein Niveau II leitenden *Astarte rayensis* (Renz: Nr. 5).

c) Die unteren Mytilusschichten (Renz: Nr. 7–14)

In einer Mächtigkeit von 40–45 m folgen nach oben hellbläulich bis beige-grau anwitternde dunkle, fossilreiche und bankig-schichtige Kalke mit einigen schmalen Mergelzwischenlagen. Ihr Charakteristikum bilden gelblichbräunliche, unregelmässig gewellte Schichtflächen, auf denen man Muschelabdrücke, bzw. Steinkernwölbungen deutlich erkennt oder auch nur undeutlich ahnt. Diese Schichtflächen können enger oder weiter auseinanderliegen und je nachdem dem Gestein ein kompaktes, knolliges oder dünnschichtiges Aussehen geben, wobei die Stärke der Verwitterung oft eine wesentliche Rolle spielt. Die gegen oben eher etwas bankiger und massiger werdenden Kalke sind meist dicht, seltener körnig oder spätig. Ihr Fossilreichtum ist im Anschlag wenig auffällig, mit Ausnahme von kalzitierten Schnecken, Korallen und Stromatoporen¹³⁾. Auf glatter Anwitterungsfläche zeigen sich häufig rundliche Algen, wahrscheinlich *Girvanella*¹³⁾ und weisse Schalenquerschnitte von Ostreiden. Auf Schichtflächen trifft man gelegentlich kleine Seeigelstacheln. Steinkerne von Muscheln und Schnecken sind nur in den durch Verwitterung gelockerten Partien deutlich erkennbar und dann oft sehr zahlreich. Brachiopoden dagegen scheinen weniger auffällig zu sein. Beinahe gesteinsbildend treten lokal Nerineen, Ostreiden, Algenknollen (Girvanellen?) und die von H. H. RENZ erwähnten Foraminiferen (*Choffatella sequana* und *Textularia* sp.) auf. Die *Bauneia multitabulata*¹⁴⁾, die wie die meisten übrigen Fossilien, im Gebiet des Diemtigtals nicht bekannt war, stellte ich im Transgressionskonglomerat in allen Niveaus der unteren Mytilusschichten und in dem sie nach oben begrenzenden Sandkalk fest. Sie lässt sich weiter hinauf noch an der Grenze zum Malm, in den Breccien und Konglomeraten der Malmbasis der Spillgerten und im hellen Malmkalk beobachten. In den oft bröckelig-stengelig verwitternden, 2–3 m mächtigen dünnbankigen Schichten (Renz: Nr. 13), die unter der deutlich hervortretenden «untersten Bank» liegen, finden sich öfters und in z. T. grosser Zahl bisher aus den Mytilusschichten nicht beschriebene bryozoenähnliche weisse zellige Röhren, die ebenfalls im Malm auftreten können.

d) Die oberen Mytilusschichten (Renz: Nr. 14–24) (Fig. 7)

Die ca. 4 m mächtige «unterste Bank» (Renz: Nr. 14) besteht an der Basis noch aus dunklem und meist spätigem Kalk. Dieser geht ohne scharfe Grenze rasch in einen ebenfalls dunklen und spätigen Sandkalk mit typischen Kieselknollen und feinsten verkieselten Lagen über. Mit dem Auftreten des Sandkalkes, der nicht durchwegs gleichartig ausgebildet ist, setzen die nun fast ausnahmslos Quarzkörner führenden oberen Mytilusschichten (Renz: Nr. 14–24) ein. Sie zeigen

¹³⁾ In liebenswürdiger Weise von Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER, Lausanne, bestimmt.

¹⁴⁾ F. ELLENBERGER (1953) erwähnt das Vorkommen von *Bauneia multitabulata* innerhalb der Mytilusschichten der Vanoise (Roc du Bourget). Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. R. TRÜMPY, Zürich, ist *Bauneia multitabulata* in den Mytilusschichten des Chablais ziemlich verbreitet.

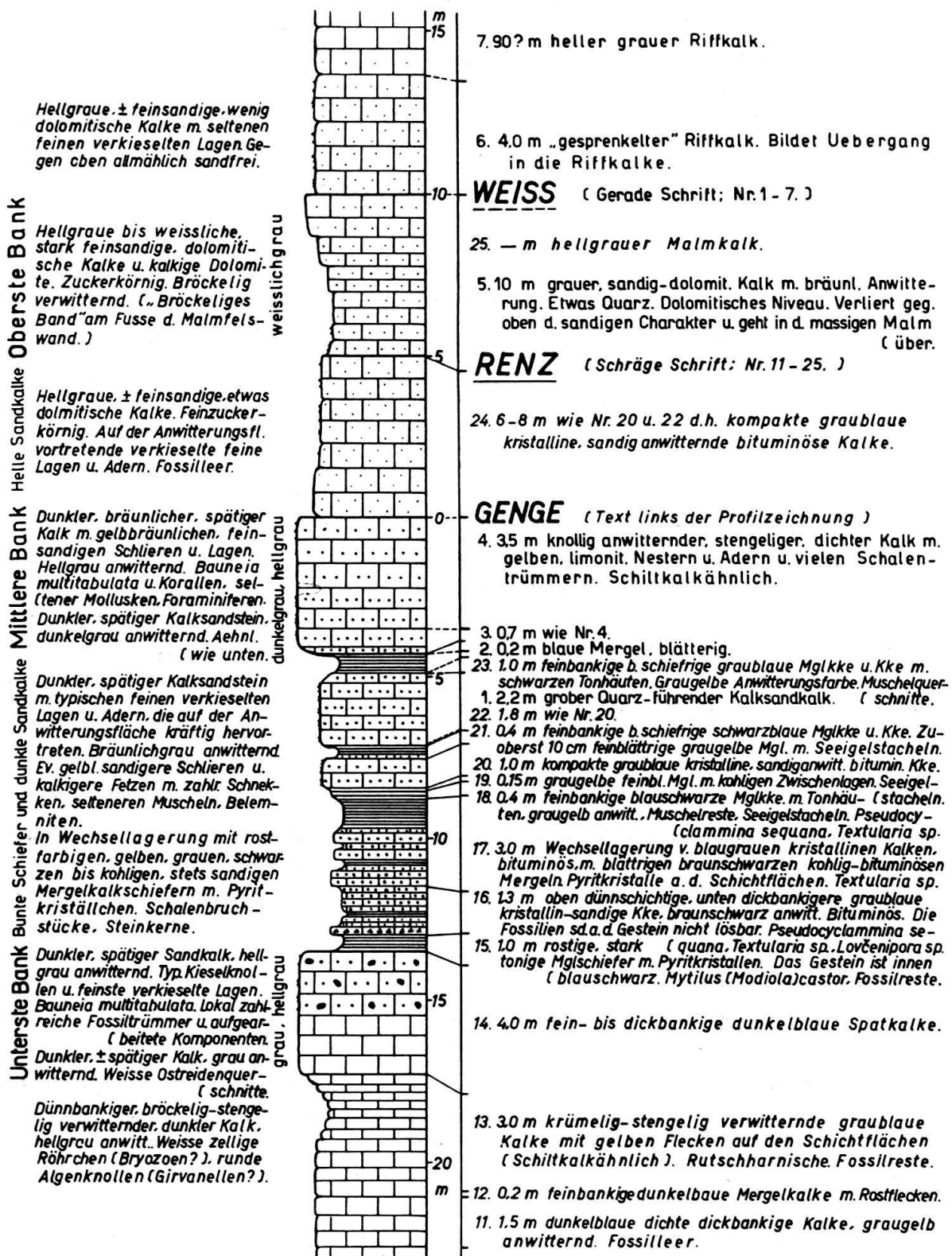


Fig. 7 Obere Mytilusschichten - Malmbasis.

Gegenüberstellung der Profilaufnahmen von H. H. RENZ (1935), H. WEISS (1949) und E. GENGE jun. (1958).

einen verstärkten Einfluss des nahen Festlandes an. Aufschlussreich ist ein leicht zugängliches, höchstens 100 m NNW neben der oberen Alpetlhütte (P. 1794) gelegenes Vorkommen. Hier sind, in dem nach oben gröber und stellenweise konglomeratisch werdenden Gestein, neben den Kieselkörnern und -knauern, aus den unteren Mytilusschichten und seltener auch aus dem triasischen Untergrund stammende, aufgearbeitete Komponenten zu erkennen. Im weiteren finden sich in grosser Mannigfaltigkeit Trochiten, Schalenrümpfer, Bryozoenfragmente, Algenknollen, Schnecken und häufige, z. T. gerollte Bauneien sowie rostige Körner, kleine, mit Röteln gefüllte Hohlräume und kohlige Häutchen oder Fetzen. Diese Fülle der Erscheinungen, die FR. JACCARD (1904) vermuten liess, es könnte sich hier möglicherweise um Rhät handeln, lässt sich ebenfalls SSW unter dem Gipfel des Seehorns beobachten und zwar in einer 25 cm dicken, von der «untersten Bank» durch wenig kohlige und gelbrostige Mergel getrennten Lage. Der in seiner Ausbildung stark wechselnde, hier öfters an Niesenflysch erinnernde, ziemlich kieslige Kalksandstein kann lokal bis faustgrosse Gerölle enthalten.

Weitere schmale, jedoch nicht sehr typische dunkle Sandkalkbänke sind in unregelmässigen Abständen in den folgenden, 4–5 m mächtigen, Pyritkriställchen enthaltenden gelben, rostigen, grauen, dunklen oder auch kohligen und stets sandigen Mergeln und Mergelkalken (Renz: Nr. 16–19) eingelagert. Ein Kohleflötchen erreicht NE Pkt. 2234,6, in der Fortsetzung des NE-Grates 800 m vom Gipfel der Hinterspiggerte entfernt, die Mächtigkeit von 60 cm. Schalenbruchstücke sind nicht selten und treten, ausgenommen in den feinblättrigen Schieferen, oft lagenweise gehäuft auf. Ihr Erhaltungszustand lässt vielfach keine genaue Bestimmung zu. Ausser *Mytilus (Modiola) castor* hat H. H. RENZ noch Seeigelstacheln und in Dünnschliffen *Pseudocyclamina sequana*, *Textularia* sp. und *Lovčeniporta* sp. erkennen können.

In den obersten 7 m der Mytilusschichten ist grob gebankter, etwas bräunlich anwitternder Kalksandstein vorherrschend. Für die zwei schmalen, feinkbankigen bis schiefrigen Mergel- und Mergelkalkzwischenlagen (Renz: Nr. 21, 23) gilt die gleiche allgemeine Beschreibung wie für die tieferen. Kohlige Schiefer fehlen jedoch. Nur an der vorgängig erwähnten Stelle NE der Hinterspiggerte ist ein 15 cm starkes Flötz vorhanden. Durch Steinkerne und unregelmässige Kalkeinlagerungen erhalten die gelblichen Mergel bisweilen ein knolliges Aussehen. Die Ausbildung des Sandsteins (Renz: Nr. 20, 22, 24 pp) ist sehr typisch. Dieser meist kompakte, dunkle und etwas spätige Kalksandstein enthält mehr oder weniger zahlreiche, stark verkieselte feine Lagen und Adern, die auf der Anwitterungsfläche kräftig hervortreten. Er kann auch, hauptsächlich an den Bankobergrenzen, von weichen gelblichen Schlieren und Kalkfetzen durchzogen sein und ist dann ausgesprochen schneckenreich. Auch Muschelschalenreste und Belemniten lassen sich gelegentlich beobachten.

Die im Gelände deutlich erkennbare, ca. 5 m messende «mittlere Bank» (Renz: Nr. 24 pp) wird unten aus dunkelgrau anwitterndem Sandstein und oben aus hellgrau anwitterndem Kalk gebildet. Auch dieser Kalk ist dunkel, spätig und noch vielfach feinsandig. Er besitzt in den sandigeren, lagig bis schlierenartig verteilten und etwas gelbbraunlichen Partien ebenfalls noch feine kieslige Lagen. Er ist an den Spiggerten wie am Seehorn ähnlich ausgebildet und zeigt besonders auf der

feuchten Bruchfläche stets eine bräunliche Tönung. Über die ganze Schicht verteilt oder auch nur in einzelnen, wechselnd mächtigen und dann oft etwas konglomeratischen Zwischenlagerungen enthält er hauptsächlich Bauneien und Korallen neben selteneren Trochiten, Schnecken und Muscheln. In Dünnschliffen aus den feinkonglomeratischen Partien sind Foraminiferen mannigfaltig und zahlreich vertreten. Der Fossilgehalt ist der Anwitterung wegen nicht leicht zu erkennen und oft nur auf der frischen Bruchfläche als helle Einschlüsse deutlicher sichtbar. H. WEISS (1949) beschreibt diesen Kalk (Weiss: Nr. 4) in seinem Malmprofil Nr. 25 als schalentrümmerreich und der nur lokal auffälligen gelblichen Durchaderung wegen als schiltkalkähnlich.

e) Die Malmbasis (Fig. 7)

Die über der «mittleren Bank» liegenden, neuerlich sandigen Gesteine (Renz: Nr. 24 pp) zähle ich schon zur Malmbasis. H. H. RENZ (1935) zieht die Grenze 2–5 m höher, obgleich erst nach 10–15 m der eigentliche helle und sandfreie Malmkalk (Renz: Nr. 25) einsetzt. H. WEISS (1949) verlegt die Grenze 10 m höher, d. h. über unsere «oberste Bank», muss dann aber noch 4 m (Weiss: Nr. 6) Übergangsschichten zum hellen, grauen Riffkalk (Weiss: Nr. 7) ausscheiden. Die untersten 5 m der über der «mittleren Bank» auftretenden sandigen Kalke ähneln noch den Sandsteinen der Mytilusschichten. Sie sind jedoch sozusagen fossillier, feinkörniger und vor allem kalkiger und heller grau, auch in der Anwitterung. Ihr Bruch ist feinzuckerig mit einem Anflug ins Weissliche, was durch ihren Dolomitgehalt bewirkt sein kann. Sie bilden meist bröckelig verwitternde Bänke, sind aber trotzdem recht zähe. Weiter oben wechseln stark feinsandige, ziemlich hellgraue dolomitische Kalke und kalkige Dolomite¹⁵⁾, die einen fast weissen zuckerkörnigen Bruch aufweisen können, miteinander ab. Diese Partie misst ca. 5 m. Sie bildet die von weitem deutlicher als aus der Nähe abgrenzbare, hell und bröckelig verwitternde «oberste Bank» am Fusse der Malmfelswand. Auch die folgenden 4 m der nach oben allmählich malmähnlich werdenden Kalke sind noch immer mehr oder weniger feinsandig, enthalten vereinzelte feine kieslige Lagen und besitzen einen geringen Dolomitgehalt. Bevor der fast durchscheinend helle, teils spätige und koralligene Malm beginnt, sind die Kalke wiederum etwas dunkler, können aber helle sprenkelige Flecken und helle, die Anwitterungsoberfläche begleitende Zonen aufweisen.

Im Spillgertengebiet, wo sich der Dolomitgehalt auch in den oberen Mytilusschichten stets mehr oder weniger bemerkbar macht, bildet schon die oberste Partie des bräunlichen Kalkes mit Bauneien und Korallen («mittlere Bank») mit den untersten grauen bis weisslich-zuckerigen Sandkalken der Malmbasis ein ca. 2 m messendes, auffälliges, bröckelig verwitterndes, dolomitisches Band. Ein zweites solches, der «obersten Bank» entsprechendes Band von ca. 5 m Dicke folgt über 2–3 m mächtigen ungleichmässig dolomitierten Konglomeraten und Breccien mit hellem Bindemittel, die von feindrecciosen, sandigen oder kalkigen Schlieren und Lagen durchsetzt sind und dunkle, bisweilen eingeregelt Triaskalk-Komponenten mit gegen NE abnehmender Korngrösse, Bauneien, Korallen und

¹⁵⁾ Die entsprechenden Analysen verdanke ich Herrn Prof. Dr. TH. HÜGI, Bern.

Foraminiferen enthalten können. Ein drittes, ebenfalls etwa 5 m messendes und gleichartiges bröckeliges Band ist durch ca. 3 m schwach feinsandige und sehr malmähnliche Kalke vom zweiten getrennt. Der Sand- und Dolomitgehalt lässt sich hier also etwa 3 m höher hinauf feststellen als am Seehorn, d. h. 6–7 m über die von H. WEISS gewählte Grenze. Es ist zudem nicht ausgeschlossen, wenn auch im massigen und ungegliederten Malmkalk durch Messen nicht leicht feststellbar, dass weiter SW, wo der Malm direkt auf Trias transgrediert, auch in höheren Niveaus noch klastische und dolomitische Gesteine auftreten können. Die Obergrenze des «dolomitischen Grenzhorizontes» von H. WEISS besitzt damit in unserem Gebiet keinen eindeutigen stratigraphischen Wert. Die Untergrenze dagegen lässt sich mit Hilfe des unterlagernden bräunlichen Kalkes mit den typischen Bauneien und Korallen leichter verfolgen und wurde deshalb von mir beim Kartieren als Grenze gegen den Malm gewählt.

DER MALM

Vom Eingang des Diemtigtales weg in SW-Richtung bis zum Gipfel der Hinterspillgerte bilden auf einer Länge von ca. 15 km helle Malmkalke den oberen Teil der steilen, das Tal linksseitig begrenzenden Felswände. Diese hellen, massigen Kalke, die eine Mächtigkeit von einigen hundert Metern erreichen können, sind ausserordentlich gleichförmig und lassen sich kaum gliedern. Vollständige, zusammenhängende Profile können nur an wenigen Stellen beim Durchsteigen der Felswände untersucht werden.

H. WEISS (1949), der in seiner Dissertation in ausführlicher Weise den Klippenmalm stratigraphisch und mikropaläontologisch bearbeitet hat, verwendet im Gebiet zwischen Rhone und Aare eine dem Auftreten der Faziesbezirke des Doggers im grossen und ganzen entsprechende Zoneneinteilung. Seine Aussenzone (N-Zone) entspricht dem Verbreitungsgebiet des Zoophycosdoggers, die Zwischenzone dem der Zwischendogger-Bildungen und die Innenzone (S-Zone) ist identisch mit dem Faziesbereich der Mytilusschichten. Im weiteren unterscheidet er in der uns interessierenden Innenzone einen Westabschnitt (nicht koralligene Malmkalke) und einen Ost- und Mittelabschnitt. Diesen unterteilt er noch in ein nördliches Band (Riffkalke der Simmenfluh), in ein mittleres Band (Malmkalke der Gastlosenschuppe) und in ein südliches Band (Korallenriffkalke). Aus dem südlichen Teil des südlichen Bandes (Abendberg–Rötihorn–Spillgerten–Gummfluh) beschreibt H. WEISS zwei Profile, eines vom Abendberg (Profil 24) und eines innerhalb unseres Gebietes, vom Seehorn (Profil 25: Rötihorn). Die Profilaufnahme am Seehorn erfolgte von der Röti, der flacheren Schulter zwischen den Felswänden der liegenden Trias und des hangenden Malms, über die S-Flanke nach dem Gipfel und nördlich davon längs des Wegleins, das vom oberen Kumkli hinter dem Gierenhörnli durch nach der Alp Seeberg führt. Dieses Profil, das die Fortsetzung der von mir besprochenen älteren Schichtglieder der Spillgerten-Teildecke darstellt, wurde von H. WEISS im Zusammenhang mit demjenigen der Simmenfluh und den übrigen Malmprofilen seiner Innenzone eingehend diskutiert, so dass seinen Schlussfolgerungen hier nichts beigefügt werden kann.

Wie weiter oben (p. 202 f.) ausgeführt wurde, verlegte ich aus praktischen Gründen die Grenze zwischen Mytilusschichten und Malm unter statt über den «dolomitischen Grenzhorizont» von H. WEISS. Die darüber auftretenden, bis 250 m mächtigen Gesteine können zusammenfassend als Riffkalke bezeichnet werden. H. WEISS unterteilt diesen Komplex noch in zehn Abschnitte, die sich jedoch, mit Ausnahme einer 8 m dicken Lage aus «hellem bis dunklem geflecktem Kalk mit vielen kreisrunden bis ovalen Gebilden (Ooide?)», nur durch ihre mehr grauere oder weissere Färbung sowie nach der Häufigkeit der bei der Anwitterung sichtbar werdenden Korallen unterscheiden. Die helle Färbung dieser Gesteine ist wirklich ein augenfälliges Merkmal, das aber nach meinem Dafürhalten keinen ausgesprochenen Leitwert besitzt. Dichte oder strukturlose Kalke und reine Korallenkalke, die in den unteren und mittleren Partien vorherrschen, sind manchmal fast weiss. Andere Kalke dagegen sind etwas dunkler grau (z. T. scheckig), besitzen an der Verwitterungsoberfläche und längs Gesteinsfugen (Klüftung, Aderung, Bankgrenzen, Suturen) stark aufgehellte Zonen von wechselnder Breite. Auf frischer Bruchfläche und auch im Dünnschliff können in den vielfach ziemlich stark rekristallisierten Gesteinen meist keine deutlichen Strukturen erkannt werden. Erst bei günstiger Anwitterung, wie sie häufiger in Schutthalden als im anstehenden Fels anzutreffen ist, zeigt sich gelegentlich, dass die Fauna doch relativ reichhaltig sein kann. Eine Zuordnung der im Schutt gesammelten Beispiele zu bestimmten Niveaus ist aber in den steilen, von Bruch- und Kluftsystemen durchscherten Felswänden in vielen Fällen nicht möglich. Vielfach scheinen die faunistisch reicheren Lagen mehr nur als Linsen in den koralligenen oder auch dichten, fossilere Kalken eingeschlossen zu sein. Im ganzen betrachtet herrscht dort, wo mir Beobachtungen überhaupt möglich waren, eine typische Rifffazies vor, mit mächtigen Korallenstöcken, sowie Einzelkorallen, Bryozoen, die sich z. T. mit der *Bauneia multitabulata* der Mytilusschichten vergleichen lassen, Nerineen, weissen, sehr dickschaligen Muscheln (*Diceras?*), Echinodermen (Seeigelstacheln, Kelchfragmente, Trochiten), Belemniten u. a., sowie Riffbreccien, Konglomeraten aus gerollten Fossiltrümmern und selteneren onkolithischen (oolithischen?) Kalken. Feinstrukturen wie z. B. in fraglichen Algenknollen sind zumeist zerstört. Mikroorganismen konnten, wenn auch in schlechtem Erhaltungszustand, bisher nur in den basalen Schichten aufgefunden werden. Es zeigen sich im koralligenen Malm der Spillgarten-Teildecke Anklänge an die *Diceras*-*Nerineen*-fauna der Simmenfluh (W. A. OOSTER, 1869).

Über den Riffkalken treten in einer Mächtigkeit von 20–25 m mehr oder weniger rosarot gefärbte, meist dichte Kalke auf, die H. WEISS als «Rötihornniveau» bezeichnet. Die hangenden, hier etwa die obersten 55 m der Schichtreihe einnehmenden Kalke beschreibt er als vorwiegend onkolithisch. Sie sind besser zu gliedern und enthalten an der Basis seinen ziemlich mächtigen Clypeinenhorizont (*Clypeina jurassica* FAVRE et RICHARD). Im oberen Teil herrschen dunklere onkolithische Kalke mit schwarzen Flecken vor. Unter den transgressiven Couches rouges liegt an der Profilstelle 30 cm hellgrauer, leicht rosafarbiger, ganz dichter Kalk mit Silexknöllchen.

Mit dem Auftreten der Clypeinen über dem «Rötihornniveau» beginnt nach H. WEISS das Tithon s. s., während die liegenden Korallenriffkalke ins Kimmeridge

gestellt werden. Das Sequan, das an der Simmenfluh in den über dem basalen «dolomitischen Grenzhorizont» auftretenden dunklen, gebankten Kalken vortreten sein kann, lässt sich am Seehorn nicht abtrennen.

Die Schichtreihe des Malm ist nicht vollständig. H. WEISS betont immer wieder, wie schon A. JEANNET (1918), dass in der Innenzone vor Ablagerung der transgressiven Couches rouges eine kräftige Abtragung der älteren Sedimente stattgefunden hat. Ähnlich wie die heutige Verwitterungsoberfläche auf dem ungefähr im Schichtfallen geneigten NW-Hang des Seehorns von Karren und ausgewaschenen Klüften (tiefstes mir bekanntes Kluftloch: 600840/156770/2190; reine Fallzeit eines Steines ca. 4 Sek., entspricht einer Tiefe von etwa 80 m) durchsetzt ist, wird meines Erachtens auch die alte, prä-oberkretazische Landoberfläche ausgesehen haben. Man findet im Malm an Stellen, an denen erst in jüngerer Zeit die überlagernden Oberkreideschichten wegerodiert worden sind, isolierte, durch rötliche Couches rouges-Kalke und vereinzelte Malmbrocken gefüllte Wannens und Taschen (600750/157300/2000). Eine besonders aufschlussreiche Partie in der gegen das obere Alpetli abfallenden Felswand des Fromattgrates (Pfad) zeichnete schon F. RABOWSKI (1920, Pl. VII, Fig. 5). Hier greifen die Couches rouges in einer tal-förmigen Einmündung ziemlich tief in den liegenden Malm. Im Schutt am Fusse der Felswand findet man Malmkalke mit gelb oder rötlich verfärbten Gesteinspartien, Kalzitadern und Suturen sowie sandig-mergelige, teils grünlich oder rötlich pigmentierte Gesteine (Couches rouges?) mit hellgrauen, mehr oder weniger verkieselten Kalkkomponenten. Tiefrot bis schwarz gefärbte, bis 2 cm dicke, hämatitische Spaltenfüllungen trifft man im koralligen Malmkalk auf der N-Seite des Grates, der sich von der Scheidegg (P. 1991) in SE Richtung gegen den unbenannten Gipfelpunkt (P. 2234,6) hinaufzieht (z. B. 601030/154580/2170). An Bruchflächen zeigen sich gelegentlich auch tektonische Breccien mit hämatitischem Bindemittel. Der Malmkomplex scheint somit schon zur Festlandszeit, vor Ablagerung der obern Kreide, von Klüften und Brüchen durchzogen gewesen zu sein.

Eine alte Verstellung beobachtet man an der Wehri, am SW-Ende des Mäniggrates. Hier wurde durch Hebung des E-Flügels, in gleicher Weise wie auch schon vor der Transgression der Mytilusschichten die triasischen Sedimente, der Malm vor Ablagerung der Couches rouges zu einem grossen Teil wieder wegerodiert. (Später wurde an dieser Bruchfläche der E-Flügel wieder gesenkt, so dass heute Flysch neben Malm gestellt ist.) Die auf kurze Distanz oft rasch wechselnde Mächtigkeit des Malm kann also, abgesehen von primären Mächtigkeitsunterschieden (Korallenriffe), auch durch verschieden tief greifende Abtragung und durch das Einebnen alter Verstellungen bewirkt worden sein. In untergeordneter Weise erfolgte ebenfalls an der Malmbasis eine Reduktion der Mächtigkeit, wie sich dies beispielsweise im SW-Teil des «Mäniggrates» feststellen lässt. Die weichen Mytilusschichten im Liegenden dienten hier zum Teil als Gleithorizont und sind dabei, wie auch die angrenzenden Gesteinspartien (Trias, Malm), zu tektonischen Breccien (F. RABOWSKI, 1920) oder sogar zu Rauhacken (E. GENGE, jun., 1952) umgewandelt worden, in denen Malmblocke eingeschlossen sein können

RÉSUMÉ

La région étudiée est située sur le bord d'érosion S.E. des Préalpes romandes. Elle comprend une portion du terrain compris entre le cours supérieur de la Simme, orienté sud-nord, et son cours inférieur, orienté d'Ouest en Est.

La tectonique est simple, en première analyse. En partant de la nappe du Niesen au S.E., l'on voit successivement plonger vers le N.W., isoclinalement, (1) l'écaille du Twierienhorn et (2) la digitation des Spillgerten. La première fait figure de lambeau de poussée; toutes deux appartiennent aux Médianes rigides, portion radicale de la Nappe des Préalpes médianes. Entre ces unités l'on voit pointer des cargneules ainsi que des paquets discontinus, écaillés, très plissés, de roches typiques de l'Ultraschweizer. Cette situation les a fait désigner du nom de «fenêtres mitoyennes» (M. LUGEON et E. GAGNEBIN, 1941).

L'écaille du Twierienhorn, interrompue sur trois kilomètres dans la région de Schwenden, est uniquement formée de Trias (calcaires et dolomies). L'absence de tout terme plus récent paraît être d'origine tectonique, car rien ne justifie l'hypothèse d'une longue période d'érosion ou d'émersion dans cette zone. La digitation des Spillgerten seule étudiée ici, nous montre une série plus complète: outre le Trias, elle comprend les couches à *Mytilus*, le Malm, les Couches rouges et le Flysch. Quant aux lambeaux ultraschweizers, on y voit surtout du Trias dolomitique, du gypse, des calcaires du Crétacé supérieur et du Flysch.

Les cargneules ont une situation et une signification très particulières. On doit se garder d'en faire un niveau stratigraphique déterminé, bien qu'elles soient situées le plus souvent au mur et au toit de la série triasique. Elles paraissent en fait issues de roches ayant subi une fragmentation ou un broyage tectonique, puis entrées en contact avec du gypse ou des solutions sulfatées. La chose a pu être réalisée de plusieurs façons: un premier cas est celui des grands contacts tectoniques tangentiels (surfaces de chevauchement); un second cas assez curieux est celui de failles ou de diaclases subverticales, le long desquelles une injection gypseuse ascendante s'est produite depuis le substratum (ex.: faille de Wehri); un dernier cas est celui de niveaux de glissement intérieurs à la série, coexistant avec les fissures gypsifères précédentes (cargneules dans les couches à *Mytilus* du «Mänigrat», fig. 4).

Dans la digitation des Spillgerten, la **série stratigraphique** (fig. 3) débute par des couches du **Trias**; la série du Twierienhorn est leur homologue presque exact. Comme A. JEANNET et F. RABOWSKI (1912) l'ont montré au moyen de quelques profils, ce Trias présente également de grandes similitudes avec celui des Préalpes médianes méridionales (vallée de la Grande-Eau, Saint-Triphon). On sait que F. ELLENBERGER (1950 a, b, 1952) a repris ces deux dernières coupes en les comparant au Trias de la Vanoise occidentale (Zone du Briançonnais, en Savoie): au métamorphisme près, l'homologie des profils respectifs est remarquable et s'étend à la plupart des détails lithologiques et des horizons paléontologiques; tout fossile exclusivement austro-alpin paraît manquer dans le Trias des Médianes radicales, considéré par F. ELLENBERGER comme étant de faciès typiquement

briançonnais. Le problème de l'origine des Préalpes médianes s'en trouve renouvelé¹⁶).

La région ici étudiée est trop restreinte pour nous autoriser à discuter plus avant ces problèmes; mais il nous a paru d'autant plus important de décrire de façon très précise le profil stratigraphique du Trias de la digitation des Spillgerten. Le Seehorn nous offre en effet une coupe naturelle privilégiée à plusieurs titres de la série des Médiannes radicales. Les études futures établiront ce qui dans les divers faciès lithologiques de cette coupe a une valeur générale et ce qui n'a qu'une signification locale et restreinte (phénomènes de dolomitisation, formations siderolithiques, etc.).

L'Anisien (fig. 5) forme les 250–280 mètres inférieurs de la série; moins puissant que le Ladinien, mais plus fossilifère, il peut être subdivisé en horizons multiples, bien différenciés par leurs faciès lithologiques et leurs fossiles. Au point de vue lithologiques il est caractérisé essentiellement (dans la moitié inférieure) par trois niveaux de «calcaires vermiculés», séparés par des assises plus banales (y compris des bancs de dolomie) et (dans la moitié supérieure) par un faciès oolithique (ooïdes adomitisées) développé à divers niveaux. Les principaux horizons caractéristiques sont les suivants, de bas en haut: (1) Calcaires vermiculés inférieurs à *Worthenia* sp., *Neritaria* sp. et *Dadocrinus gracilis* – (2) Calcaires à Diploporidées avec *Oligoporella* nov. sp. F. ELL. – (3) Calcaires vermiculés moyens (analogues aux calc. verm. inf.) – (4) Calcaires vermiculés supérieurs à *Worthenia hausmanni* GOLDFUSS sp. et *Entalis torquata* V. SCHL. sp. – (5) Calcaires oolithiques clairs à Diploporidées avec *Physoporella praealpina* v. PIA et *Ph. minutula* GUEMB. – (6) Calcaires à petits nodules siliceux – (7) Calcaires oolithiques à débris siliceux, avec débris de tests et Polypiers silifiés – (8) Calcaires à *Spirigera (Tetractinella) trigonella* V. SCHL. – (9) Calcaires oolithiques alternant avec des calcaires vermiculés à patine jaune («Dreibankserie»).

Par convention, on admettra que la limite Anisien–Ladinien coïncide avec quelques mètres de bancs bariolés, parfois bréchiqes (influences continentales probables, émergence possible). Le Ladinien comprend surtout une série puissante (300 m. environ) et monotone de calcaires un peu rubanés, avec des bancs dolomitiques isolés. Vers leur sommet, un calcaire clair fournit (outre quelques Polypiers) *Diplopora uniserialis* v. PIA typique: ici, comme à la Grande-Eau (F. ELLENBERGER, loc. cit.) cette forme est donc ladinienne élevée et non anisienne comme l'a cru v. PIA. Au-dessus viennent des dolomies sombres (10–30 m.) puis des dolomies claires (60 m.).

L'âge exact des couches plus récentes demeure encore incertain. Ce sont de bas en haut: (1) des calcaires (40 m.) avec lumachelles spathiques à faune de petits Lamellibranches et Gastéropodes variés et *Myophoria goldfussi* V. ALB., ainsi que des Polypiers et des Solénopores; (2) des dolomies (30 m.) séparées par (3) un niveau schisteux jaune (1 m.) de (4) 80 m. de brèches dolomitiques à *Myophoria goldfussi*.

¹⁶ A l'occasion d'une tournée commune dans le Diemtigtal, M. F. ELLENBERGER nous a confirmé les frappantes similitudes existant entre la coupe du Seehorn et celle du Roc de la Pêche (Vanoise occidentale).

Ces **brèches dolomitiques** ont été initialement déposées sous forme de lits réguliers, continus, dont la stratification est encore intacte en quelques points. La genèse des brèches résulte à notre avis d'ébranlements sismiques, qui accompagnaient, vers la fin du Trias, un soulèvement et un gauchissement général du substratum. Ces secousses rompaient l'équilibre mécanique instable existant au sein des sédiments encore mal consolidés et provoquaient des phénomènes de thixotropie différentielle: certaines couches redevenaient quasi-fluides, d'autres n'étaient que brisées. Par leur mélange, des brèches naissaient sans glissement latéral notable des couches superposées.

Des **phénomènes de dolomitisation** se sont produits dans toute la série triasique. On peut en observer les effets les plus variés: au cours de la description des divers niveaux stratigraphiques, nous avons eu l'occasion de décrire divers types de répartition de la dolomite dans les bancs calcaires. Sans prétendre embrasser l'ensemble du problème de la genèse de la dolomie, nous avons résumé (p. 163 ff., 182 f.) les observations qui nous font admettre la réalité d'apports de magnésie en solution, au sein des roches consolidées: ainsi sous forme de veines, ou par la voie de diaclases, de fissures capillaires, de cavités karstiques, etc. Il n'est pas toujours possible de distinguer les dolomies respectivement issues d'une genèse primaire, d'une diagénèse précoce ou d'une diagénèse tardive: ceci notamment du fait des transformations multiples qui ont dû se succéder dans le temps. Des conditions particulièrement propices à la dolomitisation secondaire ont été réalisées durant la période de régression qui débute vers la fin du Trias et durant la phase d'émersion qui lui succède, terminée par la transgression des couches à *Mytilus*.

Les **couches à Mytilus** (ou directement le Malm dans la région des Hinterspillgerten) reposent en discordance sur le Trias dénivélé par des failles, basculé puis arasé sous un angle de 10% en moyenne (fig. 6). Un conglomérat de base, souvent absent, contient en abondance des colonies bien conservées de *Bauneia multitalulata* DENINGER. En 1935, H. H. RENZ a décrit un profil des couches à *Mytilus* du Seehorn; contrairement à ce que cet auteur a admis, ces couches ne sont pas quasiment azoïques; elles fournissent d'assez nombreux fossiles, parmi lesquels, soulignons-le, des Polypiers, des Bryozoaires, des Stromatopores et des Algues (*Girvanella*?). Une subdivision approximative en trois termes des couches à *Mytilus* du Seehorn est possible, sur une base purement lithologique (un terme basal marneux et charbonneux, un terme inférieur calcaire, un terme supérieur à tendance gréseuse).

La limite entre couches à *Mytilus* et Malm, dont la base est également gréseuse, sera tracée ici autrement que pour H. WEISS (1949): cet auteur la situe au-dessus de son «horizon dolomitique limite»; en fait elle nous semble bien mieux placée sous ce niveau. Dans la région des Spillgerten, ce niveau dolomitique et clastique n'a aucune limite supérieure nette, par suite de son caractère transgressif.

Le profil stratigraphique du **Malm** du Seehorn a fait l'objet d'une description analytique approfondie de H. WEISS (1949). On peut compléter cette étude en notant ici qu'outre la microfaune, le Malm contient une macrofaune coralligène assez riche (Polypiers, Diceratidés, Nerinées) visible en sections sur la surface de la roche lorsqu'elle a subi une préparation naturelle suffisante. Cette faune comprend des formes déjà apparues dans les couches à *Mytilus*.

Durant la période continentale d'émergence précédant la transgression des Couches rouges, le Malm a été à son tour faillé, puis érodé de façon fort variable. Dans les cavités karstiques de la surface nivelée on voit parfois pénétrer la matière des Couches rouges; dans certaines fissures, ce sont au contraire des remplissages d'hématite ou des brèches.

Nous n'insisterons pas sur les **Couches rouges** et le **Flysch**, qui n'ont qu'une extension limitée dans la région ici décrite; au surplus ces séries ont fait l'objet d'une description détaillée de W. WEGMÜLLER (1953).

LITERATURVERZEICHNIS

- ARBENZ, K. (1947): *Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 89.
- ARBENZ, P. (1910): *Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 24.
- BAGDADI, A. J. (1951): *Untersuchungen an Mineralquellen des Berner Oberlandes und des Wallis*. Diss. Bern.
- BECK, P. (1922): *Der Alpenrand bei Thun*. Eclogae geol. Helv. 17, 3.
- BLANCHET, F. (1935): *Etude des Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes)*. Trav. Lab. Geol. Grenoble, 19.
- BORNHAUSER, M. (1928): *Geologische Untersuchung der Niesenkette*. Mitt. naturf. Ges. Bern.
- BOSWELL, P. G. H. (1949): *On the Thixotropie of some sedimentary rocks*. Quart. J., Geol. Soc. London, Nr. 416.
- (1955): *Geotechnical studies and Geology*. Science Progress, Nr. 170.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizeralpen* (Wepf & Co., Basel).
- CAROZZI, A. (1948): *Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse*. Diss. Genève.
- (1953): *Pétrographie des roches sédimentaires*. (F. Rouge & Cie, Lausanne).
- CAYEUX, L. (1935): *Les roches sédimentaires de France. Roches Carbonatées*. (Masson, Paris).
- DEBELMAS, J. (1952): *Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaudent au sud de Briançon, près l'Argentière (Hautes-Alpes)*. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 30.
- (1955): *Les zones subbriançonnaise et brinaçonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre Hautes-Alpes*. Mém. Carte géol. France.
- ELLENBERGER, F. (1949a): *Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie)*. C. R. somm. Soc. géol. France, no 15.
- (1949b): *Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise (Feuilles de Moutiers et de Modane au 50000e)*. Bull. Serv. Carte géol. France, no 226, 47.
- (1950a): *Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses*. C. R. somm. Soc. géol. France, no 4.
- (1950b): *Horizons paléontologiques du Trias à faciès radical des Préalpes vaudoises (coupes de la Grande-Eau et de Saint-Triphon)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 231.
- (1952): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*. Eclogae geol. Helv. 45, 2.
- (1953): *La coupe du Roc du Bourget (Maurienne) et l'âge du Dogger à Mytilus dans la Vanoise*. C. R. somm. Soc. géol. France, no 6.
- (1957): *Etude géologique de la Vanoise*. Mém. Carte géol. France. Im Druck.
- GASCHE, E. (1938): *Ein Crinoidenkelch aus dem Hydasp (der untersten Mitteltrias) der nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs*. N. Jb. Min., Geol. u. Pal., Beil. 80, Abt. B.
- GENGE, E. (1949): *Eiszeitliche Ablagerungen im Diemtigtal*. Mitt. naturf. Ges. Bern [NF] 6.
- GENGE, E. jun. (1952): *Einige Beobachtungen an Rauhwackevorkommen der Klippendecke im hinteren Diemtigtal (Berner Oberland)*. Eclogae geol. Helv. 45, 2.

- GILLIÉRON, V. (1885): *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne, compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen*. Mat. Carte géol. Suisse, 18.
- HEIERLI, H. (1955): *Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuoschel (Graubünden)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 101.
- HEIM, ALB. (1922): *Geologie der Schweiz, Bd. II, zweite Hälfte*. (Tauchnitz, Leipzig).
- JACCARD, FR. (1904): *La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises)*. Bull. Lab. Géol. Lausanne, no 5.
- (1908): *Brachiopodes trouvés dans les calcaires de Saint-Triphon*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 43.
- JEANNET, A., & RABOWSKI, F. (1912): *Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar*. Eclogae geol. Helv. 11, 6.
- JEANNET, A. (1912/13): *Monographie géologique des Tours d'Ai etc. Première partie*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 34.
- (1918): *Monographie géologique des Tours d'Ai etc. IIe partie*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 34.
- (1920): *Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen*. In: HEIM, ALB. (1922): *Geologie der Schweiz*.
- V. KLEBELSBERG, R. (1935): *Geologie von Tirol*. (Borntraeger, Berlin).
- LESSERTISSEUR, J. (1955): *Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique*. Mém. Soc. géol. France. 34, no 74.
- LINK, G. (1937): *Bildung des Dolomits und Dolomitisierung*. Chemie der Erde, 11. (Borntraeger, Berlin).
- LOMBARD, AUG. (1942): *Observations sur la nappe du Niesen dans le territoire de la feuille Wildstrubel-Est de la Carte nationale de la Suisse au 1:50 000*. Eclogae geol. Helv. 35, 2.
- DE LORIOI, P. & SCHARDT, H. (1883): *Etude paléontologique et stratigraphique des Couches à Mytilus des Alpes vaudoises*. Mém. Soc. pal. Suisse, 10.
- LUGEON, M., & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes*. Bull. Lab. Géol. Lausanne, no 72.
- LUGEON, M., & JACCARD, P. (1894): *Découverte de Gyroporelles dans le Trias du Chablais*. Bull. Soc. géol. France, 22.
- OOSTER, W. A. (1869): *Le Corallien de Wimmis. Pétrifications remarquables des Alpes suisses*. (H. Georg, Genève et Bâle).
- PÉTERFI, T. (1927): *Die Abhebung der Befruchtungsmembran bei Seeigeleiern*. Arch. Entw. Mech. Org. 112, Berlin.
- V. PIA, J. (1920): *Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide*. Abh. Zool.-Bot. Ges. Wien, 11, 2.
- (1937): *Sammelbericht über fossile Algen: Dasycladaceae, 1928 bis 1935, mit Nachträgen aus früheren Jahren*. N. Jb. Min., Geol. u. Pal., Referate 3, 1.
- QUENSTEDT, F. A. (1838): *Correspondenz aus Tübingen*. N. Jb. Min., Geognosie, Geol. u. Petrefaktenkunde.
- DE RAAF, M. (1934): *La Géologie de la nappe du Niesen entre la Sarine et la Simme*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 68.
- RABOWSKI, F. (1912): In: JEANNET, A. & RABOWSKI, F. (1912): *Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar*. Eclogae geol. Helv. 11, 6.
- (1918): *Sur l'âge des Couches à Mytilus*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 52.
- (1920): *Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Fasc. 1 (Tectonique et description détaillée)*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 35.
- RENEVIER, E. (1890): *Monographie des Hautes-Alpes vaudoises et les parties avoisinantes du Valais*. Mat. Carte géol. Suisse, 16.
- RENZ, H. H. (1935): *Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes*. Eclogae geol. Helv. 28, 1.
- RIVIÈRE, A. (1939): *Observations nouvelles sur le mécanisme de dolomitisation des sédiments calcaires*. C. R. Acad. Sc. Paris, 209.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswilerklippen und ihre Unterlage*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 50.
- WEGMÜLLER, W. (1947): *Das Problem des Klippendecken-Flysches im Niederhorn-Kummigalmgebiet (nordöstlich Zweisimmen)*. Eclogae geol. Helv. 40, 2.
- (1953): *Geologie des Niederhorn-Kummigalm-Gebietes (Berner Oberland)*. Diss. Bern.

- WEHRLI, L. (1919): *Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen*. Beitr. Geol. Schweiz. (Geotechn. Ser.) 7.
- WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalms*. Diss. Zürich.
- WEYNSCHENK, R. (1951a): *The problem of dolomite formation considered in the light of research on dolomites in the Sonnwend mountains (Tirol)*. J. Sedim. Petr. 21, 1 (Illinois).
- (1951b): *A new sedimentary petrological interpretation of the results reported by the Swedish «Albatros» deep-sea expedition 1947–1948*. J. Sedim. Petr. 21, 2 (Illinois).
- WINKLER, H. G. F. (1938): *Thixotropie von Mineralpulvern mikroskopischer Grösse*. Diss. Rostock (Th. Steinkopff, Dresden).

GEOLOGISCHE KARTEN

- JACCARD, FR. (1904): *Carte géologique de la région de la Brèche de la Hornfluh 1:50 000*. Bull. Lab. Géol. Lausanne, no 5.
- RABOWSKI, F. (1912): *Simmenthal et Diemtighal*. Carte spéc. 69, Mat. Carte géol. Suisse [NS] 35.

Tafel I

Gesteinstypen: Gewürmelte Kalke, oolithische Kalke (Anisien)

- Fig. 1. Gewürmelter Kalk: Schichtfläche. (Phot. A. Sommer.) Fundort: Felsschwelle E der unteren Alpetlihütte; Niveau: Unterste gewürmelte Kalke, 717–686 m u. L. (p. 169, 179).
- Fig. 2. Gewürmelter Kalk: Schnitt senkrecht zur Schichtung; wenig dolomitisiert. Fundort und Niveau vgl. Fig. 1 (p. 169).
- Fig. 3. Gewürmelter Kalk: Schnitt senkrecht zur Schichtung; stark dolomitisiert (Dolomit = hell, Kalk = dunkel). Fundort und Niveau vgl. Fig. 1, 686 m u. L. (p. 171, 179).
- Fig. 4. Oolithischer Kalk: Mehr oder weniger dolomitisierte Ooide (Dolomit = grobkristalline Anteile). Vergr. ca. 16mal. (Phot. A. Sommer.) Fundort: Wildgrimmi, linke Talseite, E des «e» von Kelli; Niveau: feinspätige oolithische Kalke, 505 m u. L. (p. 174, 179).
- Fig. 5. Oolithischer Kalk: Ooide sind in willkürlicher Auslese dolomitisiert (Dolomit = hell). Suturen mit zapfenartigen Ausbuchtungen (Stylolithe) sind von kompakteren Dolomitfetzen begleitet, in deren Kern grobkristalline «Kalziterbsen» (a) auftreten (Lösungs- und Dolomitierungsvorgänge). Fundort: Vgl. Fig. 4; Niveau: Suturenreiche oolithische Kalke, 546 m u. L. (p. 174, 176, 177).

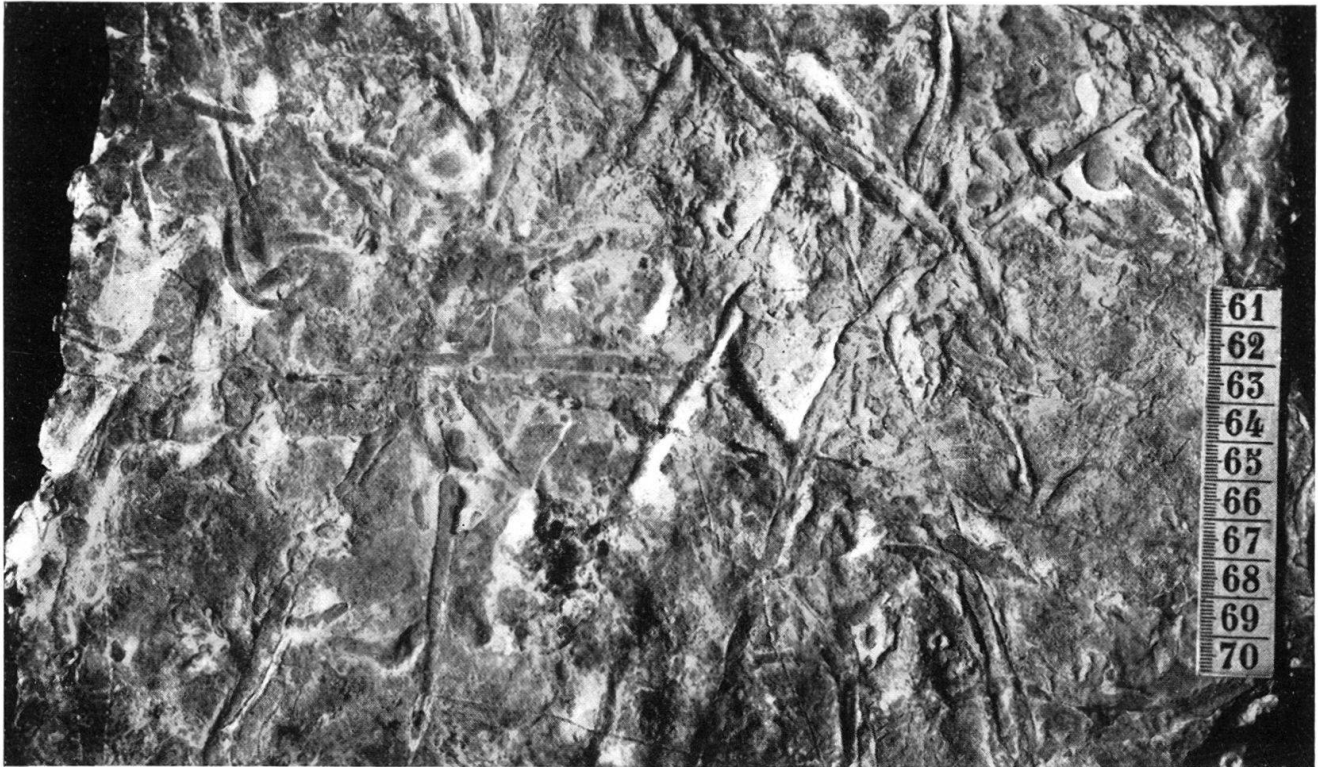


Fig. 1

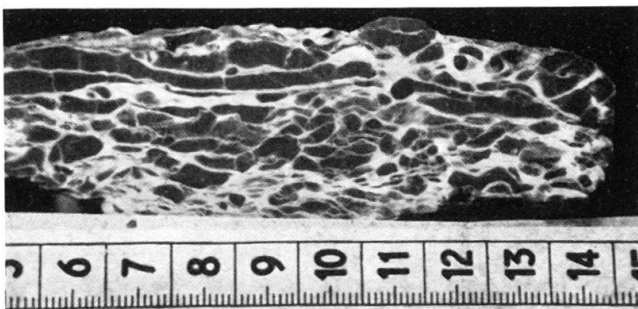


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

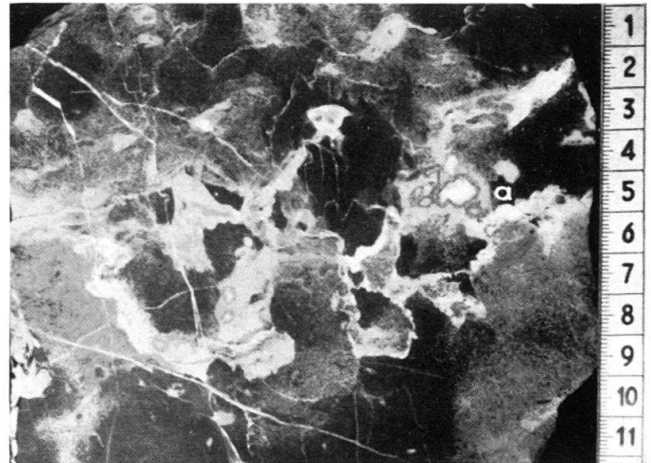


Fig. 5

Tafel II

Gesteinstypen: Niveau der Kalke mit *Spirigera trigonella* (Ob. Anisien)

- Fig. 1. Kalk mit gelben, unregelmässig-welligen Schichtgrenzen und Suturen. Fundort: Wildgrimmi, linke Talseite, E. des «e» von Kelli; 511 m u. L. (p. 178).
- Fig. 2. Gleiches Gestein wie in Fig. 1, jedoch intensiver dolomitiert: Schlieriges bis fetzenartiges dolomitisches Netzwerk (Dolomit = hell, Kalk = dunkel). 517 m u. L. (p. 178).
- Fig. 3. Rascher lithologischer Wechsel, durch selektive Dolomitisierung hervorgehoben (Dolomit = hell, Kalk = dunkel). Fundort vgl. Fig. 1; 508,5 m u. L. (p. 178, 180).

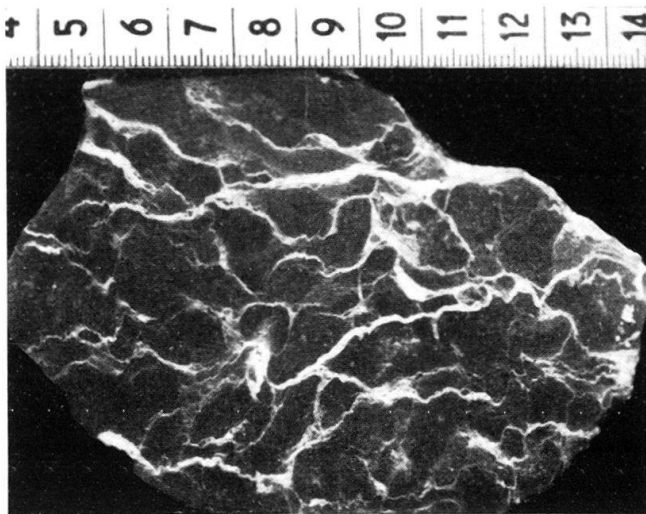


Fig. 1

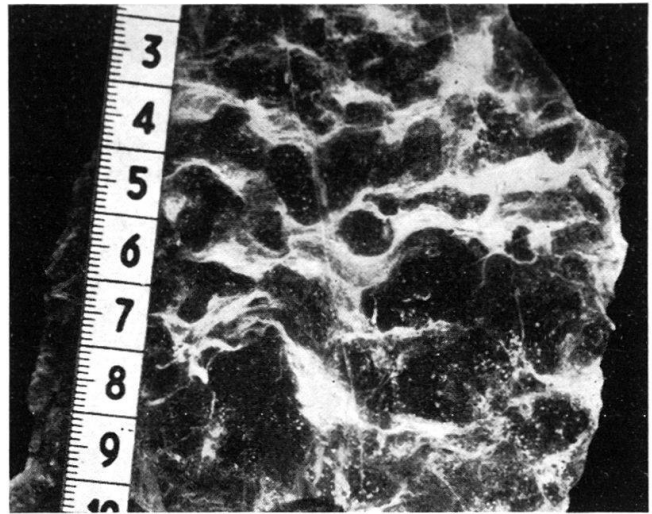


Fig. 2

Wenig
dolomitisierter,
undeutlich
geschichteter,
oolithischer Kalk

Grobe
Dolomitfetzen

Ziemlich kom-
pakter Dolomit

Grobe
Dolomitschlieren

Wenig
dolomitisierter,
oolithischer Kalk
(Kreuzschich-
tung)

Stark
dolomitisierter
gewürmelter Kalk

Wenig
dolomitierte
Kalklage

Dolomitschlieren
längs welligen
Schichtflächen

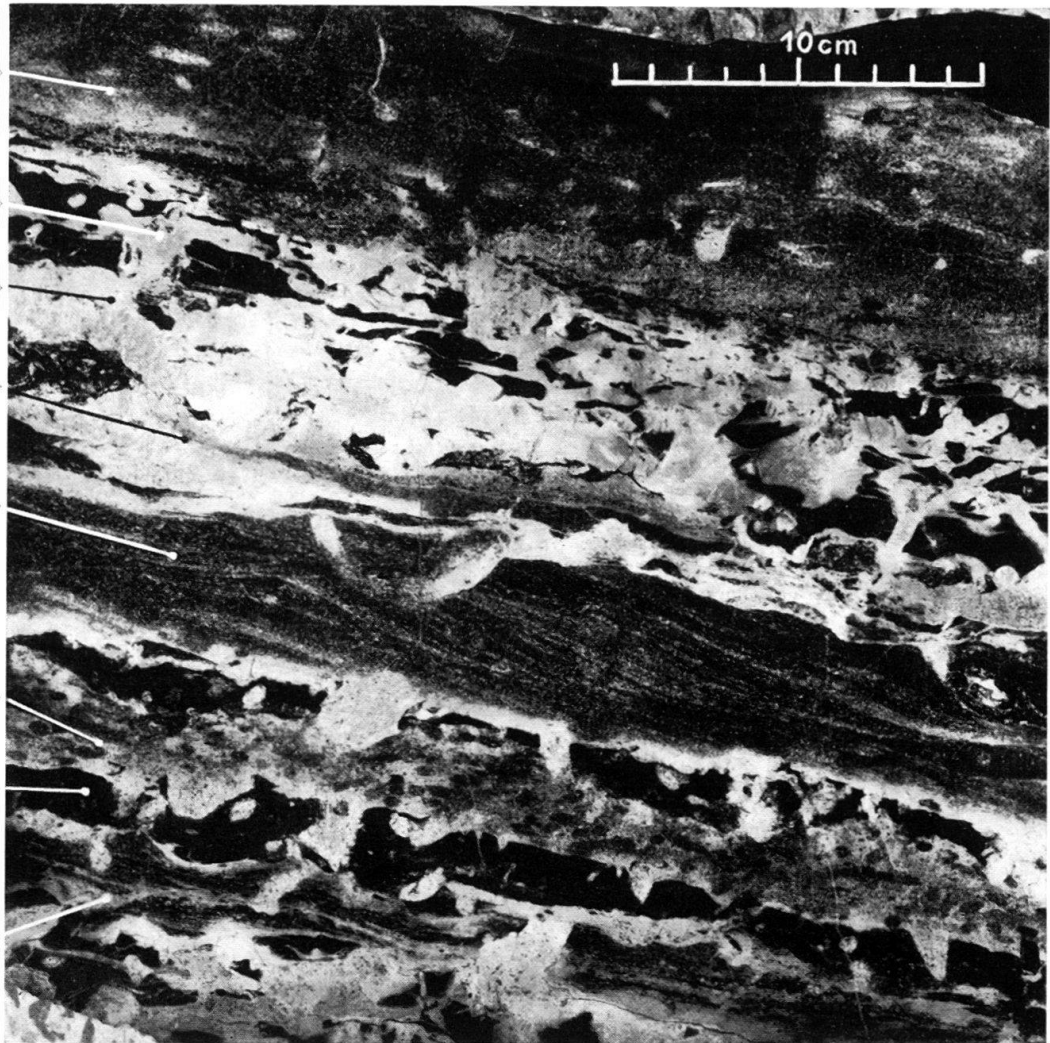


Fig. 3

Tafel III

Gesteinstypen: Kalk mit Kieselknöllchen (Ob. Anisien), gebänderte Kalke (Ladinien).

- Fig. 1. Kalk mit Kieselknöllchen, die zum Teil als randlich angeordnete Kränze in den bei der Dolomitisierung ausgesparten Kalkfeldern (dunkel) auftreten. Fundort: Wildgrimmi, linke Talseite, E des «e» von Kelli; 541 m u. L. (p. 177).
- Fig. 2. Gebänderter Kalk mit grober gelber Suture und zum Teil gelbverfärbten Kalzitadern. Fundort: E des «p» von Alpetli, 1800 m ü. M. (p. 181).
- Fig. 3. Gebänderter Kalk mit feinen gelben Suturen und Kalzitadern. Fundort vgl. Fig. 2 (p. 181).
- Fig. 4. Hell-dunkel gebänderter Kalk mit Aufhellungen längs Adern und in angrenzenden Bezirken. Fundort: «Allmisteglau», ca. 700 m E des Seehorn Gipfels, ca. 1520 m ü. M.; 445 m u. L. (p. 181).
- Fig. 5. Gebänderter Kalk: Die eingelagerten hellen Dolomitmörner lassen Schichtung und Kreuzschichtung erkennen. Fundort: «Allmisteglau», SE des «t» von Röti, ca. 1620 m ü. M.; 289 m u. L. (p. 181).
- Fig. 6. Gebänderter Kalk: Durch feine Dolomitmörner (hell) schlierenartig nachgezeichnete Schichtung; rhomboedrische Dolomitsprenkel. Fundort: «Allmisteglau», ca. 675 m E des Seehorn Gipfels, ca. 1550 m ü. M.; 412 m u. L. (p. 181).

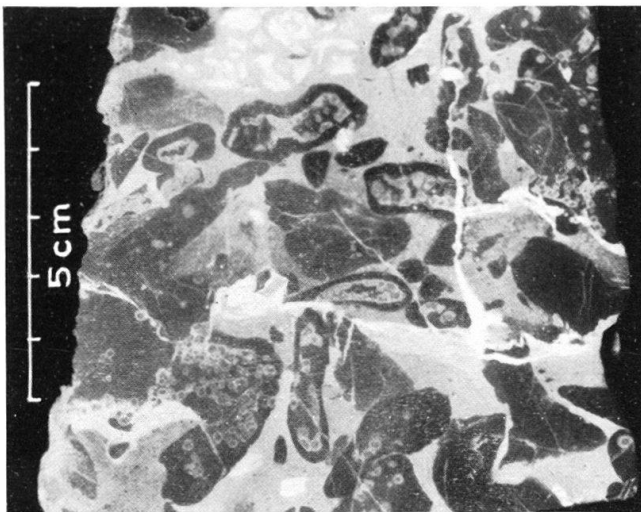


Fig. 1

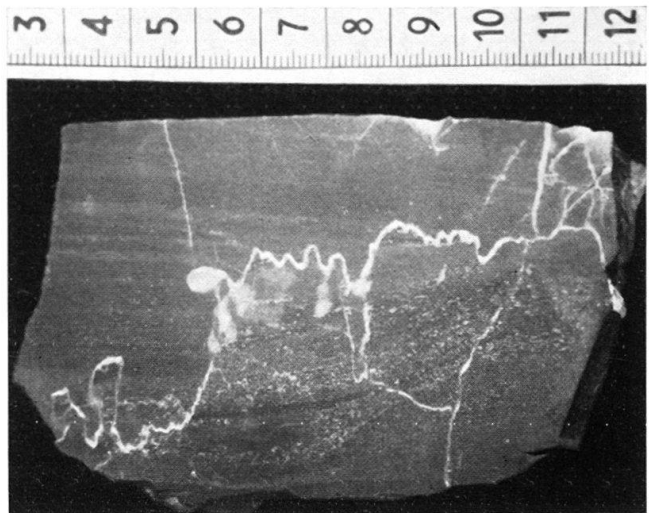


Fig. 2

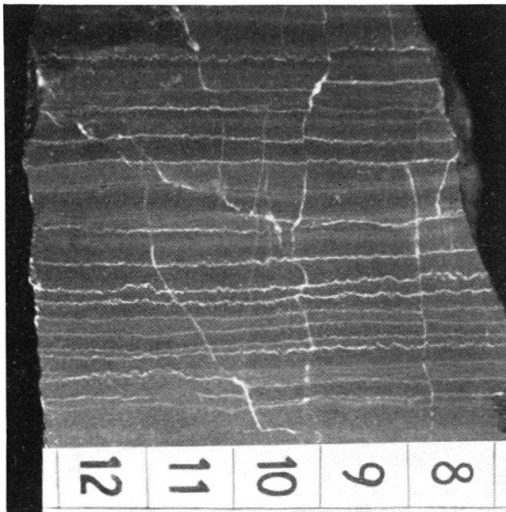


Fig. 3

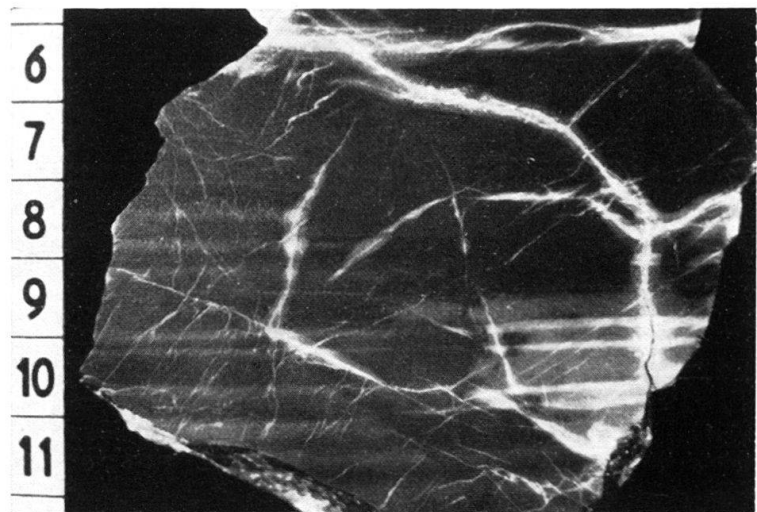


Fig. 4

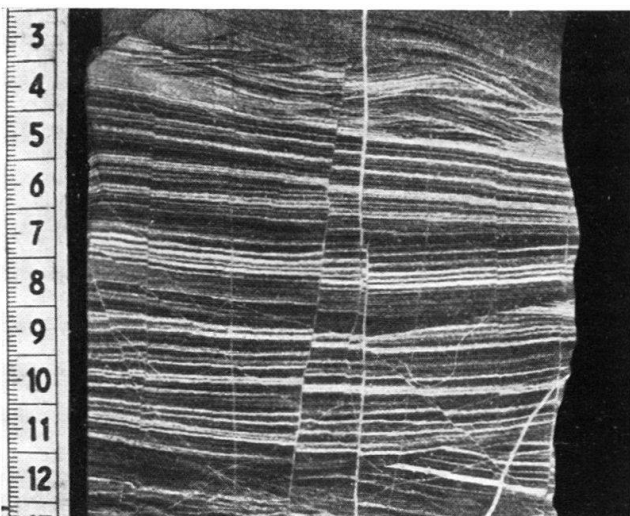


Fig. 5

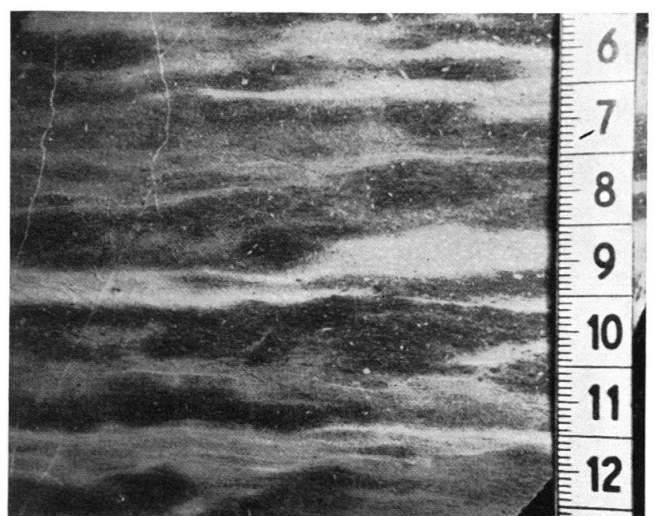


Fig. 6

Tafel IV

Gesteinstypen: Gebänderte Kalke (Ladinien); Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk: Zufuhrwege

- Fig. 1. Gebänderter Kalk: Durch hellen Dolomit sichtbar gemachte Fliesstrukturen. Fundort: «Allmisteglai», loses Handstück (p. 181).
- Fig. 2. Anwitterungsfläche des, aus diploporenführenden ladinischen Kalken entstandenen, hellen, körnigen Dolomites. Grobkörnige Anteile mit (a) Kalzitkernen. Fundort: «Allmisteglai», zwischen «ö» und «t» von Röti, ca. 1725 m ü. M.; 155 m u. L. (p. 184).
- Fig. 3. Senkrecht zur Schichtung verlaufende, mit gelbem Dolomit und dolomitischen Gesteinsbrocken gefüllte Kluft. Standort: «Wildes Körbli», ca. 200 m SSE des Gipfels der Hinterspiggerte (600720/153750/2310) (p. 182).
- Fig. 4. Dolomitisierte Gesteinspartie am Rande einer mit gelbem Dolomit gefüllten Kluft (Kalk = dunkel. Fundort: ca. 120 m SE der oberen Alpetlhütte, 1800 m ü. M.; Niveau: Gebänderte Kalke (p. 182).
- Fig. 5. Kalzitader mit Dolomitsaum; weissliche Dolomitadern (Kalk = dunkel). Fundort: «Allmisteglai», ca. 700 m E des Seehorngipfels, ca. 1520 m ü. M.; Niveau: Gebänderte Kalke, 448 m u. L. (p. 183).

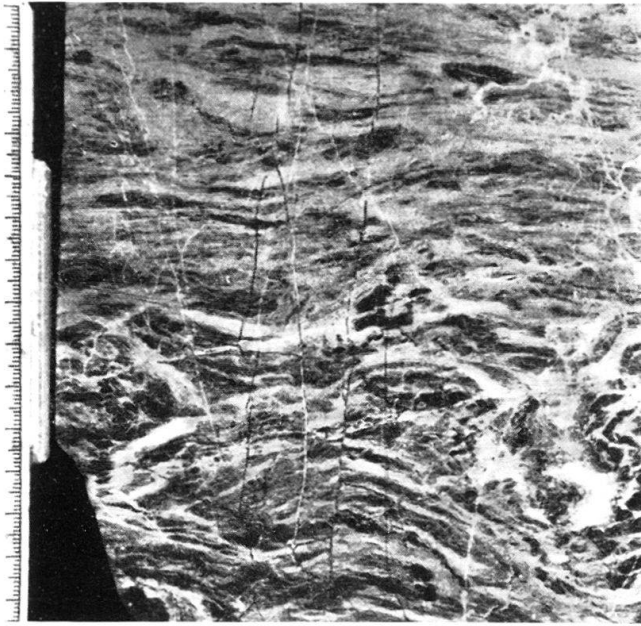


Fig. 1

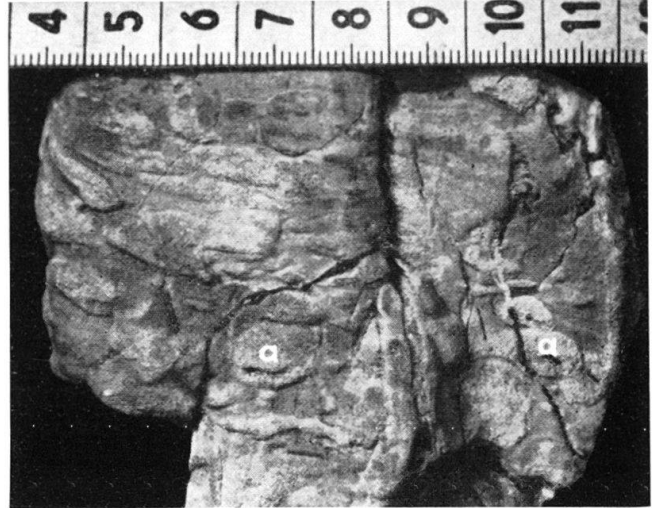


Fig. 2



Fig. 3

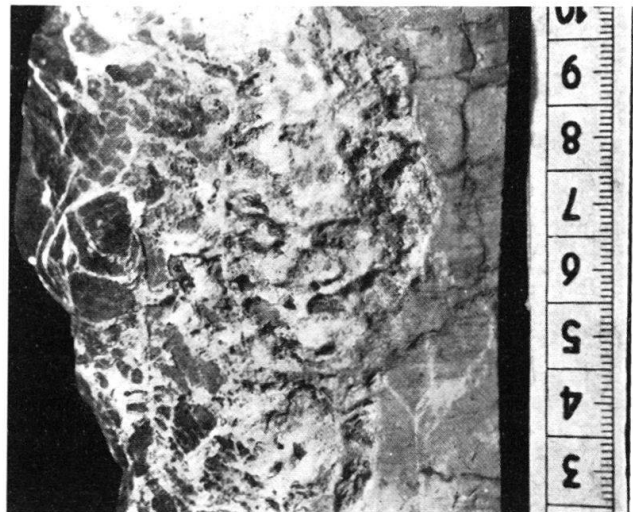


Fig. 4

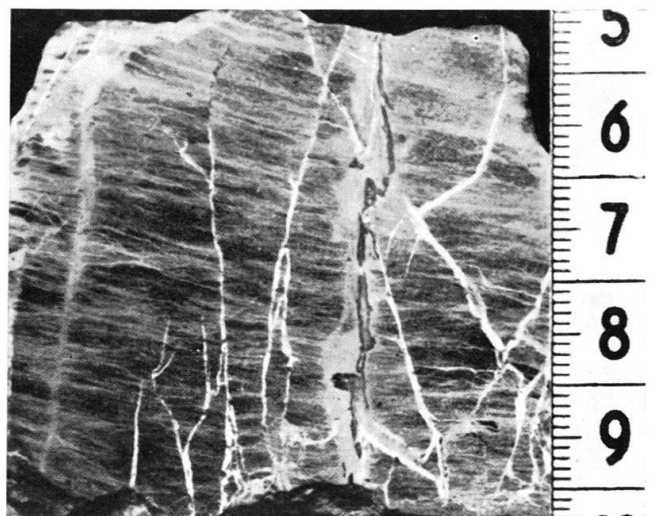


Fig. 5

Tafel V

Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk: Zufuhrwege, räumliche Verteilung

- Fig. 1. Beidseitig einer Kalzit-Dolomitader ausgesparter Kalkstreifen (dunkel) in dolomitisiertem Gestein. Fundort: S des «K» von Kelli, 1940 m ü. M.; Niveau: Gebänderte Kalke (Ladinien) (p. 183).
- Fig. 2. Der Dolomit (hell) folgt der Aderung und füllt die Aderzwickel aus. Standort: Runse S des Rotherngipfels, Sturzblock, 2040 m ü. M.; Niveau: Basis der gebänderten Kalke (Ladinien) (p. 183).
- Fig. 3. Der Dolomit (hell) folgt der Aderung und spart die Aderzwickel aus (Brecciencharakter). Fundort: S des «K» von Kelli, 2010 m ü. M.; Niveau: Gebänderte Kalke (Ladinien) (p. 183).
- Fig. 4. Eine Dolomitbank (rechts) löst sich in einzelne Fetzen (links) auf, die sich längs einer Schichtfugensutur (Zufuhrweg für Mg-haltige Lösungen) anordnen. Standort: Wildgrimmi, linke Talseite, Fuss der Felswand, 601 140/154 350/1980; Niveau: Basis der gebänderten Kalke (Ladinien) (p. 163, 183).
- Fig. 5. Verzahnung von Dolomit (hell) und Kalk (dunkel) bei durchgehender Schichtung. Standort: Wildgrimmi, rechte Talseite, ca. 601 770/154 350/2020; Niveau: Gebänderte Kalke (Ladinien) (p. 183).
- Fig. 6. Grenzen zwischen Dolomit (hell) und Kalk (dunkel): a Adern, b Schichtfugen, c willkürlicher Verlauf, d Übergang; Kalkaussparungen: e längs Adern, f an Schichtfugen: Standort: Wildgrimmi, linke Talseite, Fuss der Felswand, 601 170/154 500/1970; Niveau: Basis der gebänderten Kalke (Ladinien) (p. 183).

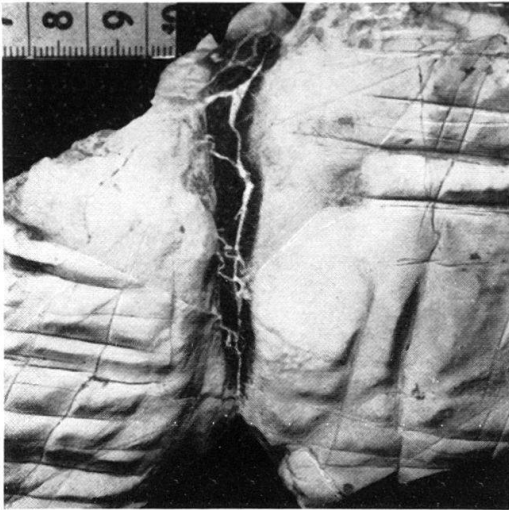


Fig. 1

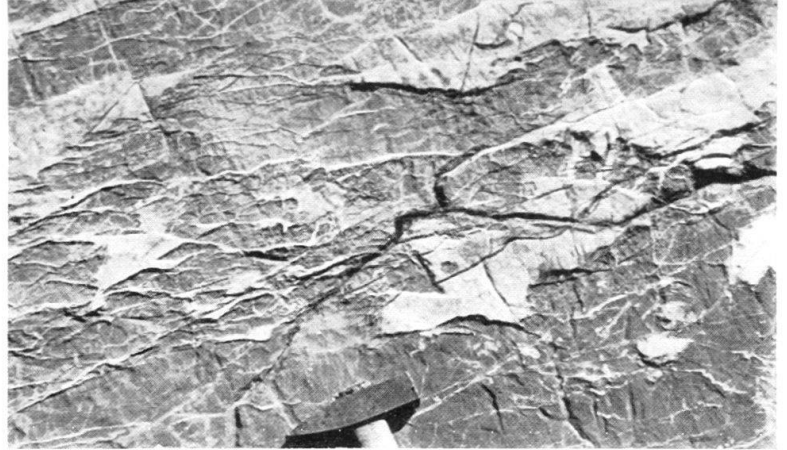


Fig. 2

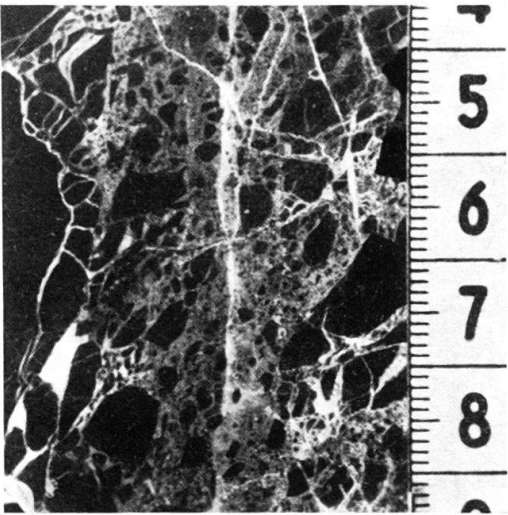


Fig. 3

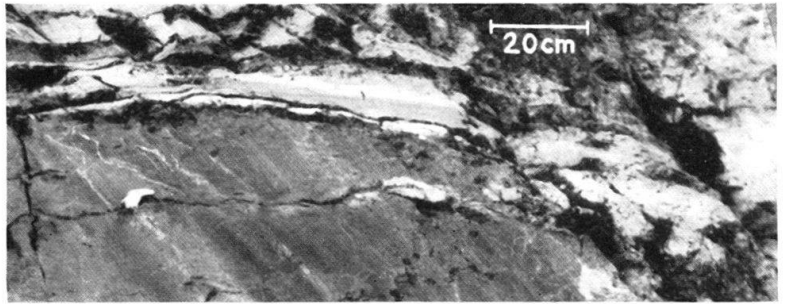


Fig. 4



Fig. 5

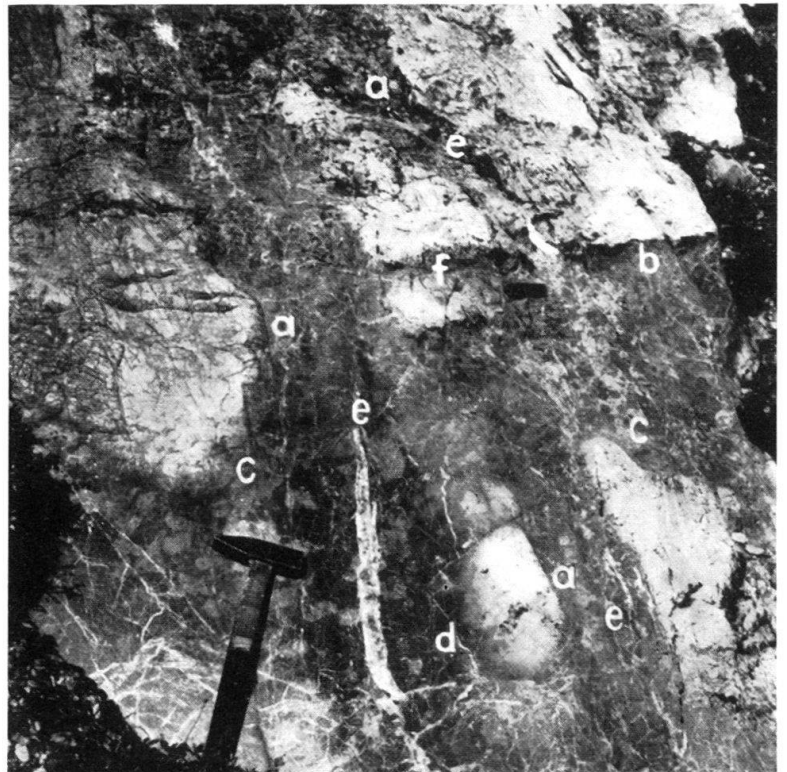


Fig. 6

Tafel VI

Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk: räumliche Verteilung

- Fig. 1. Kalk (dunkel) wird von Dolomit (hell) aufgezehrt. Standort: Wildgrimmi, Talsohle, ca. 601 280/154 400/1890; Sturzblock aus dem Bereich der gebänderten Kalke (Ladinien) (p. 183).
- Fig. 2. «Kalkring» (dunkel) in Dolomit (hell). Standort: Wildgrimmi, linke Talseite, Fuss der Felswand, 601 430/154 870/1800; Niveau: Unterste Diploporenkalke (Anisien), 677 m u. L. (p. 171, 183).
- Fig. 3. Dolomitschlieren (hell) umschliessen Kalkrelikte (dunkel). Fundort: Wildgrimmi, linke Talseite, E des «e» von Kelli; Niveau: Kalke mit *Spirigera trigonella* (ob. Anisien), 509,5 m u. L. (p. 178, 183).
- Fig. 4. Dolomit (hell) als willkürlich angeordnete Schlieren und Fetzen in Kalk (dunkel). Fundort: Ankenstock N-Grat, E des «K» von Kelli; Niveau: Dreibankserie (ob. Anisien), 476 m u. L. (p. 180, 183).
- Fig. 5. Dolomitfetzen (hell) in Kalk (dunkel). «Kalziterbsen» mit gelben, zum Teil geschichteten Dolomitfüllungen (a). Fundort: «Allmisteglau», zwischen «ö» und «t» von Röti, ca. 1810 m ü. M.; Niveau: Lumachellen mit *Myophoria goldfussi* (Carnien?), 40 m u. L. (p. 177, 183, 186, 187).
- Fig. 6. Unterschiedliche Dolomitierung der beiden unverstellten Flügel einer Klüftchenschar (Stärkeres Relief = stärkere Dolomitierung). Fundort: Wildgrimmi, rechte Talseite, ca. 601 760/154 200/2080; Niveau: Gebänderte Kalke (Ladinien) (p. 182).

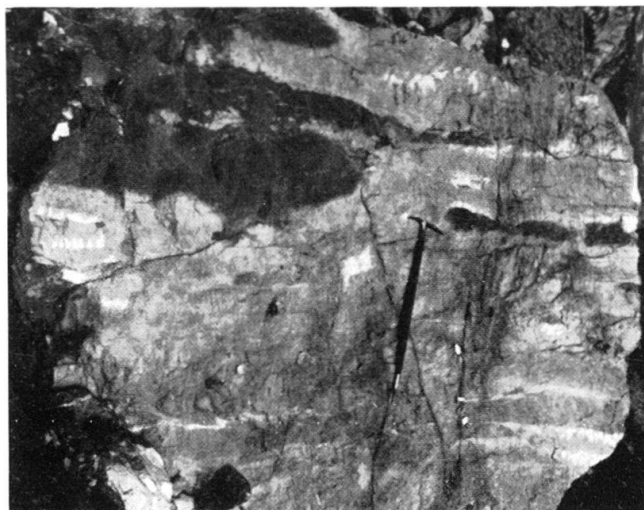


Fig. 1

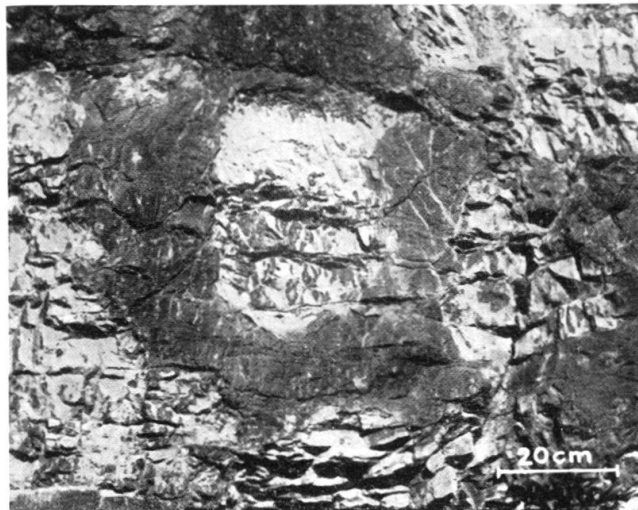


Fig. 2

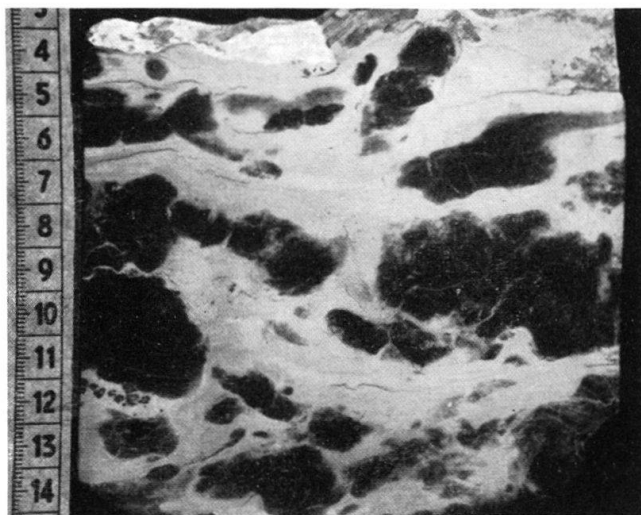


Fig. 3

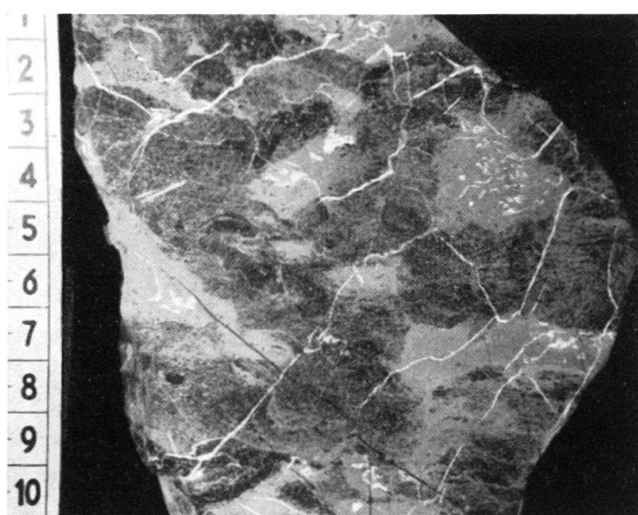


Fig. 4

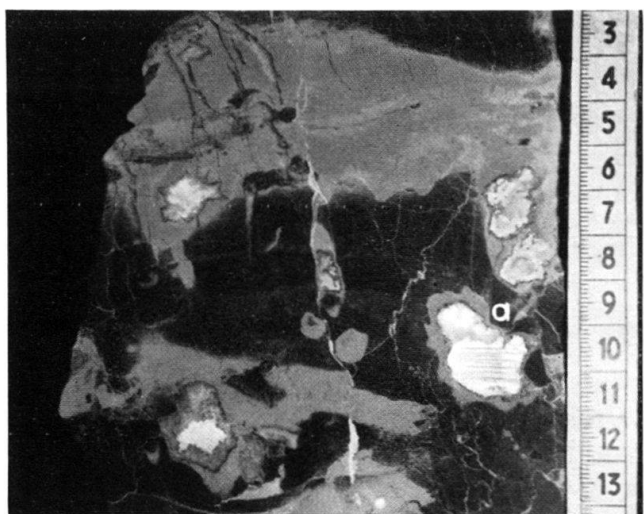


Fig. 5



Fig. 6

Tafel VII

Breccienbildung

- Fig. 1. Verbogene und zerbrochene Schichten. Standort: Röti, ca. 601 920/157 090/2000 (p. 191).
- Fig. 2. In Bruchstücke zerfallene helle Dolomitbank im Liegenden ungestörter Schichten. Standort: Röti, 601 880/156 950/1980 (p. 191).
- Fig. 3. Ein durch Risse losgetrenntes Bruchstück ist in die liegende, zeitweilig wieder verflüssigte Schicht abgeglitten. Standort: SSW des Seehorn Gipfels, 601 610/156 830/1910 (p. 191).
- Fig. 4. Einbrechen einer tragenden Schicht; Nachrutschen, Zerbrechen, Verbiegen und teilweises Wiederverflüssigen (Aufhellungen) der hangenden Lagen. Standort: Röti 601 880/156 980/1980 (p. 192).
- Fig. 5. Kompakte Dolomitbank, vom Liegenden her in Breccie verwandelt. Standort: Röti, 601 870/157 000/1990 (p. 192).

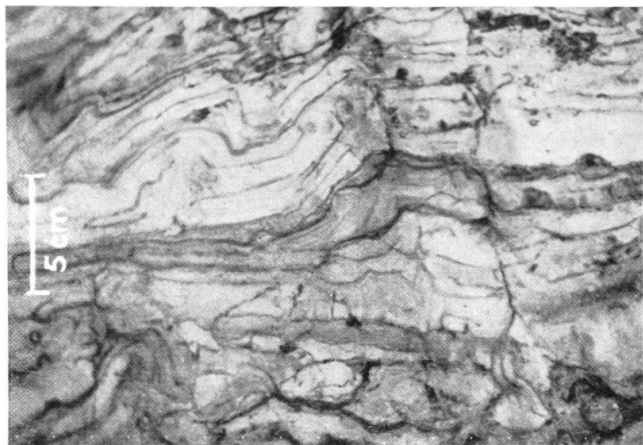


Fig. 1

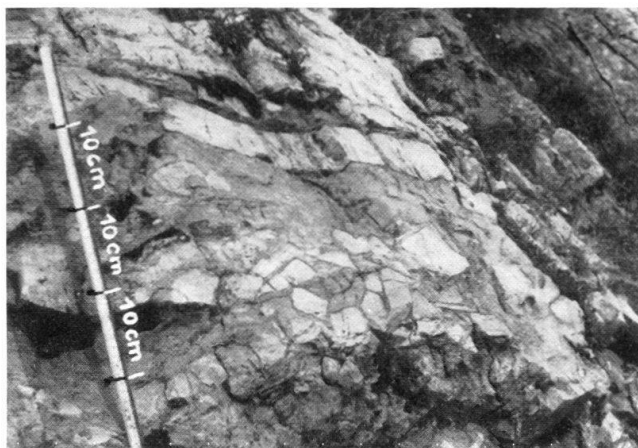


Fig. 2

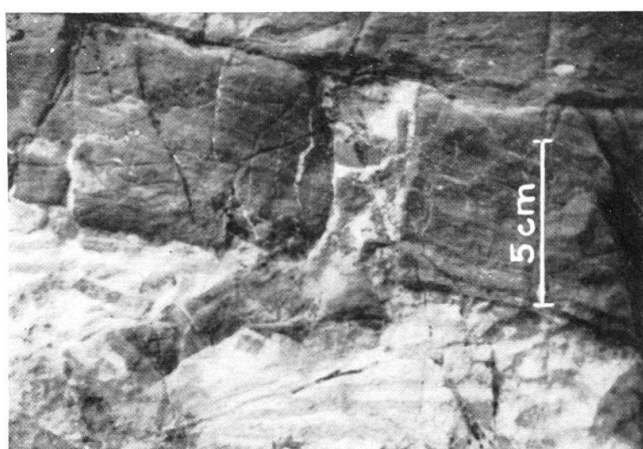


Fig. 3



Fig. 4



Fig. 5

Tafel VIII

Fossilien

- Fig. 1. Schichtfläche mit Ketten von Seeliliengliedern (*Dadocrinus gracilis*). Fundort: Würziwald, Fuss der Felsschwelle E der unteren Alpetlihütte, 601 760/156 100/1500; Niveau: Unterste gewürmelte Kalke (Anisien), 713 m u. L. (p. 171).
- Fig. 2. *Neritaria* cf. *prior*, var. *cognata* E. PICARD. Vergr. ca. 2 mal (Phot. F. Ellenberger). Fundort: Fuss der Felswand NE des Ankenstocks, 1800 m ü. M.; Niveau: Oberste gewürmelte Kalke (Anisien), 628 m u. L. (p. 173).
- Fig. 3. *Worthenia hausmanni* GOLDF. sp. Vergr. ca. 1,7 mal (Phot. F. Ellenberger). Fundort und Niveau vgl. Fig. 2 (p. 173).
- Fig. 4. Korallen (cf. *Thamnastrea silesiaca* BEYRICH). Vergr. ca. 4,5 mal. (Phot. A. Sommer). Fundort: Runse NE der untern Alpetlihütte, 1545 m ü. M.; Niveau: Monotone oolithische Kalke (Ob. Anisien), 531 m u. L. (p. 178).
- Fig. 5. *Diplopora uniserialis* v. PIA, Querschnitt. Vergr. ca. 13 mal (Phot. F. Ellenberger). Fundort: Spillgerten NE-Grat; Niveau: Gebänderte Kalke, ca. 220–230 m u. L. (p. 183).
- Fig. 6. *Diplopora uniserialis* v. PIA, Längsschnitt. Vergr. ca. 13 mal (Phot. F. Ellenberger). Fundort und Niveau vgl. Fig. 5 (p. 183).
- Fig. 7. *Myophoria goldfussi* v. ALB. Vergr. ca. 1,5 mal (Phot. F. Ellenberger). Fundort: Röti, 601 990/156 950/1900; Niveau: Lumachellen mit *Myophoria goldfussi* (Carnien ?), ca. 64 m u. L. (p. 187).
- Fig. 8. Solenoporenkalk: Anwitterungsfläche. Fundort: W des «i» von Röti, 602 325/157 710/1775; Niveau: Lumachellen mit *Myophoria goldfussi* (Carnien ?), ca. 31 m u. L. (p. 175, 187).
- Fig. 9. Solenoporenkalk: Dünnschliff. Vergr. ca. 1,5 mal (Phot. A. Sommer). Fundort und Niveau vgl. Fig. 8 (p. 187).

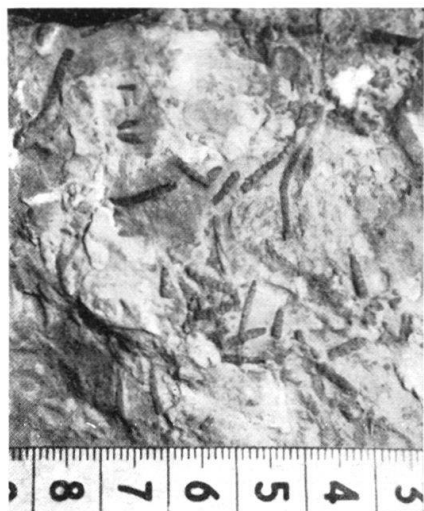


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

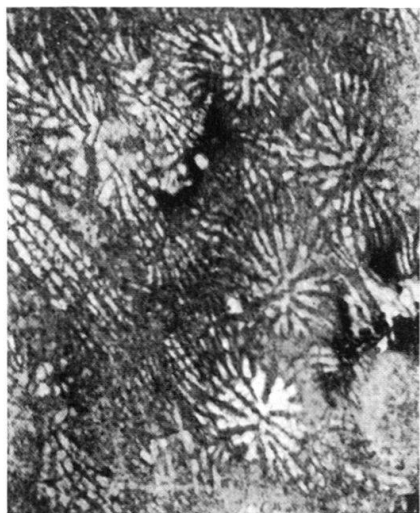


Fig. 4



Fig. 5

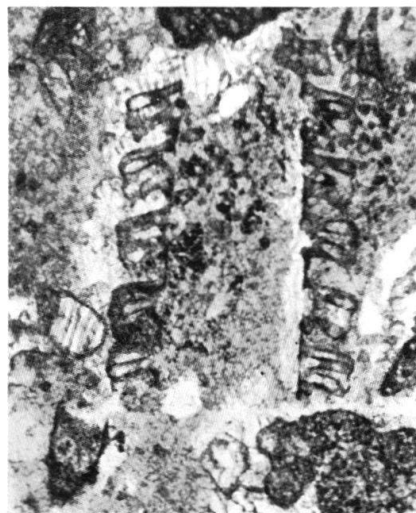


Fig. 6



Fig. 7

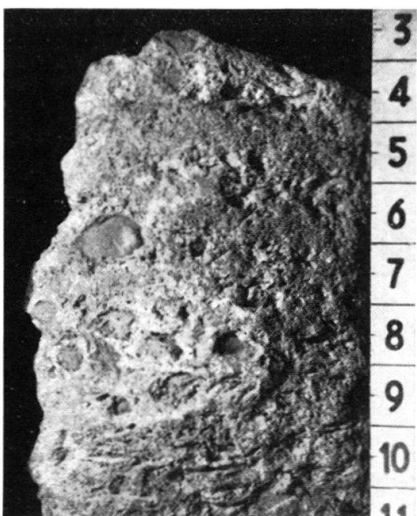


Fig. 8

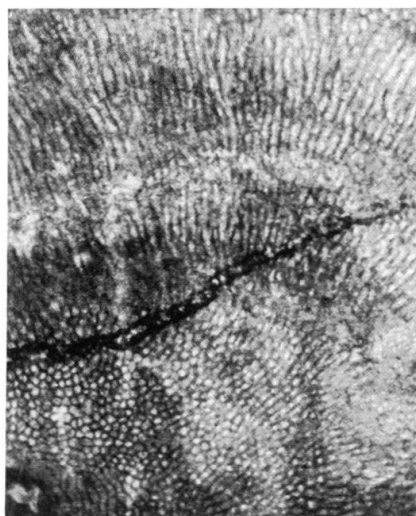


Fig. 9

