

N^{o.} 7.



1918.

Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Bericht vom 1. Juli 1918.

Inhalt: Vorgänge an der Anstalt: Bestätigung Dr. Spenglers als Privatdozent an der Universität Wien. — Eingesendete Mitteilung: R. Schwinner: Das Gebirge westlich von Ballino (Südwest-Tirol). I. Teil.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Vorgänge an der Anstalt.

Das k. k. Ministerium für Kultus und Unterricht hat mit Erlaß vom 14. Juni 1918, Z. 17.691—VIII/b dem Beschlusse des Professorenkollegiums der philosophischen Fakultät der Universität Wien, womit die von dem Praktikanten der k. k. geologischen Reichsanstalt Dr. Erich Spengler an der Universität Graz erworbene und ausgeübte *venia legendi* für Geologie für die philosophische Fakultät der Universität in Wien als gültig anerkannt wird, die Bestätigung erteilt.

Eingesendete Mitteilung.

Robert Schwinner. Das Gebirge westlich von Ballino (Südwest-Tirol). [Eine vorläufige Mitteilung.]

I. Teil.

Wenn das Gebiet westlich des Gardasees, von dem das hier zu besprechende einen Teil bildet, mit der Verheißung in die Literatur eintrat, daß „diese Gebirgspartie eine der interessantesten für das südliche Tirol werden dürfte“¹⁾, so entsprach dies der Mannigfaltigkeit und Bedeutung der vorliegenden Probleme und dem Interesse, das ihm in der Folge mehr als ein Dezennium lang entgegengebracht worden ist²⁾, keineswegs aber dem weiteren Gang der Ereignisse; denn nachdem Bittner die geologische Erforschung des Gebietes zwischen Gardasee und Chiese zu einem gewissen Abschlusse gebracht hatte, hat weiterhin wieder Dezennien lang niemand sich darum gekümmert. Die von Trener begonnene Neuaufnahme der geologischen Karte 1:75.000 ist anscheinend nicht besonders weit vorgeschritten und eine Vollendung ist aus verschiedenen Gründen kaum in Aussicht. Publiziert hat Trener nur einen Aufsatz „über ein oberjurassisches

Grundbreccienkonglomerat in Judikarien (Ballino)³⁾. Weitere Arbeiten sind mir nicht erinnerlich⁴⁾.

An Kartenmaterial wird im allgemeinen nur die Spezialkarte 1:75.000 zugänglich sein und auf diese soll daher auch möglichst ausschließlich Bezug genommen werden. Profile und Kartenskizze sind jedoch nach dem Plan 1:25.000 gezeichnet und tragen daher dessen Höhenziffern, die von der Spezialkarte manchmal nicht unbedeutend abweichen. Bittner hingegen, auf den immer wieder Bezug genommen werden muß, benützte die alte Katasterkarte 1:144.000 und hat daher im Text mancherlei fremdartige Namen, die in neueren Karten mit Recht — weil falsch oder verwechselt — nicht aufgenommen sind. Im folgenden Absatz soll versucht werden, in diesen Wirrwarr tunlichst Klarheit zu bringen⁵⁾. Geologische Karten größeren Maßstabes sind nicht publiziert worden. Bittner gibt im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1881 eine Kartenskizze im Maßstab seiner Aufnahmskarte 1:144.000 und eine Profilserie im Maßstab 1:75.000. Von der geologischen Reichsanstalt ist eine Manuskriptkarte 1:75.000 erhältlich, welche auf den Aufnahmen Bittners beruht.

I. Topographisches.

Wie bekannt, zeigen in Südtirol topographische, tektonische und zum Teil auch stratigraphische Gliederung einen bemerkenswerten Parallelismus. So entsprechen der Judikarienlinie und der von Bittner in ihrer Bedeutung als Faziesgrenze erkannten „Synklinale Molveno—Gardasee“ zwei deutliche Längstalungen. Die Judikarienlinie folgt der Sarca bis Tione, übersetzt dann, dem Breguzzobach aufwärts folgend, den niedrigen Sattel von Roncone (Δ 786 m), und folgt dann der Adana zum Chiese. Die Synklinale von Molveno erweitert sich südwärts zu dem flachen Eocänbecken, welches die Sarca zwischen ihren beiden großartigen Durchbruchschluchten durchquert und erreicht dann, von Fivè ab wieder eng zusammengedrängt, über den Sattel von Ballino (760 m) bei Varone die breite Gardaseefurche. Allerdings bilden diese Talungen heute keine hydrographischen Einheiten, sondern fallen verschiedenen Flußsystemen zu, deren Durchbrüche das Gebirge dann weiter transversal gliedern. So wendet sich die Sarca von Tione nach Osten und erreicht, zwei Gebirgsketten durchbrechend, die Gardaseefurche bereits bei Sarche. Weiter südlich zerteilt abermals eine Quertalung das Gebirge, indem von der Alluvialwasserscheide bei Tiarno (730 m) östlich das Ledrotal durch die Ponaeschlucht zum Gardasee, westlich das Ampolatal zum Chiese abfließt. Durch diese vier Tal-furchen, deren Entstehung und Verteilung auf die verschiedenen Flußsysteme ein lockendes Problem der Geomorphologie bietet, wird eine Gebirgsgruppe umgrenzt, welche nach dem Hauptknoten- (wenn auch nicht Kulminations-) Punkt, dem Mte. Gaverdina (Δ 2048, östlich von Roncone) als Gaverdinagruppe bezeichnet werden kann. Vom Mte. Gaverdina gegen Norden zieht ein einfacher, weiter wenig gegliederter Kamm über Rodola (2026 m) — Altissimo (2128 m) — Mte. Frisec — C. Sera — Mte. S. Martino zur Sarcaschlucht bei Stenico und stellt so die Verbindung mit der Brentagruppe her. Der südliche Teil der

Gaverdinagruppe wird durch das vom Mte. Gaverdina nach Süden abfließende Conceital in zwei Hauptkämme geteilt. Der Gebirgskamm östlich des Conceitals, der uns hier allein beschäftigen soll, zieht vom Mte. Gaverdina zuerst ungefähr südöstlich über einige kleinere Kuppen (2067 Pl. — Corone 2109 Pl.) zum Doss della Torta (2150 Sp.-K. = 2151 Pl. — der höhere Nordgipfel 2156 Pl. ist in der Sp.-K. nicht kotiert — = M. Tenera Bittner — offensichtlich eine irrümliche Verschiebung des Namens der Mga. Tenera im Toffinokar). Von dort biegt der Kamm in Südrichtung um, nach einer scharfen Scharte (2001 Pl.) erhebt er sich zu der Doppelkuppe der Pazzoria (2103 Pl.) und langsam steigend zum Toffingipfel (2144 Sp.-K. = 2153 Pl., doch scheint mir beinahe, daß die Sp.-K. die niedrigere Südspitze, nicht aber die höhere Nordspitze, auf welche sich die Kote des Pl. bezieht, aufgenommen hat, wodurch sich die große Differenz erklären würde.) Südlich schließt sich das Corno d'Impichea Sp.-K. (= Corno di Pichea Pl.) an, das über eine wildzerrissene Rückfallkuppe, den Mte. Pichea (ein Zacken davon ist im Pl. mit 1880 kotiert) zur Einsattelung der Bocca di Trat (1582 Sp.-K. = 1581 Pl.), abfällt. Südlich von Bocca di Trat zieht der Kamm über einige kleinere Köpfe und die scharfe Einsattelung der Bocca di Saval (1692 m) zum Mte. Pari (Δ 1991) und biegt dort in Südostrichtung um zur Cima d'Oro (1801 m) und zur Rocchetta (1577 m)⁶).

Die Hänge, mit denen dieser Gebirgskamm zum Concei- und Ledrotal abfällt, sind wenig gegliedert. Da sie größtenteils außerhalb der Untersuchung bleiben mußten, können wir von weiterer Beschreibung absehen. Die Ostseite ist im allgemeinen viel reicher gegliedert, allerdings abgesehen von dem Kammstück zwischen Rocchetta und Bocca di Trat. Nur kurze Seitenrippen ziehen von diesem zum Trte. Gamella hinab, von denen die bedeutendste zwischen Mga. Grassi und Dorf Campi das Tal trifft und die Rückfallkuppe des Mte. di Coi trägt (1427 Pl., in der Sp.-K. dort, wo das Wort „Gelos“ steht). Aber bereits vom Picheastock zweigt ein langer Seitengrat gegen SO, also ziemlich parallel dem Hauptkammstück Pari — Rocchetta, ab. Der obere Teil vom Dosso dei Fiori (1529 Sp.-K. = 1519 Pl.) über 1369, 1208 Sp.-K. (= 1213 Pl.) und Mte. S. Martino (1079, ober Campi) heißt S. Martinorücken (Bittner verwendet für das ganze den Namen M. Fiesco, der eigentlich nur dem NO-Abfall von 1369, höchstens vielleicht dieser Kuppe selbst zukommen kann). Die Fortsetzung biegt in Südrichtung um und bildet den Tombiostock (856 m Sp.-K. = 847 Pl.), der bereits direkt in die Rivaner Ebene abfällt. Zwischen Hauptkamm und S. Martinorücken entsteht somit ein langes Tal, dessen Bach oberhalb Campi (667 Sp.-K.) Trte. Gamella, unter Campi Trte. Albola (von B. für das ganze verwendet) heißt.

Vom Toffino zweigt nach Osten ein gegabelter Seitengrat ab, dessen südlicher Ast über den Mte. Tovaccio (1503 Sp.-K. = 1502 Pl. = M. Vender B.) zu einer Rückfallkuppe (1060 Pl.) direkt oberm Tennosee läuft. Der nördliche Gratast zieht über die flache Kuppe des Mte. Leone (1338 Sp.-K.) und läuft in Richtung Ballino aus. S. Martinorücken und Tovacciograt schließen den wilden Tobel des Trte. Magnone ein (= Trte. Toffin B.), dessen Schutzkegel den Tennosee staut, der Graben zwischen Tovaccio und Mte. Leone ist unbenannt.

Der Doss della Torta endlich ist die Abzweigungsstelle, an welche eine in fiederförmig gegen N und NO ausstrahlende Kämme gegliederte, kleine, aber fast selbständige Gebirgsgruppe, die der Cogorna, anschließt. Vom höheren Nordgipfel (2156 Pl.) zieht der Grat NNO zu einem unbenannten Zwischengipfel (1993 Pl.) und über eine breite Scharte (1848 Pl. nordwestlich von Mga. Nardiso 1791 Sp.-K. = 1783 Pl.) zum Doppelgipfel des Dosso d'Enziana (1974 Sp.-K. = 1972 und 1961 Pl.) und von dort zur Cogorna (Δ 1865 Sp.-K. = Δ 1866 Pl.). Vom Dosso d'Enziana sinkt gegen Ballino ein kurzer Seitengrat über 1765—1534 Pl. (= 1532 Sp.-K.) — 1226 Pl. ab, von der Cogorna in gleicher Richtung ein Ast über 1640 — 1318 Pl. Der Kamm Mte. Leone—Toffino—Doss della Torta—Dosso d'Enziana—K. 1532 Sp.-K. umspannt in weitem Bogen das Sammelgebiet des Rio Secco, der bei Ballino mündet (= Rio Lecco B., offenbar nur ein Druckfehler der alten Karte), zwischen Cogornagruppe und dem Hauptkamm M. Gaverdina — Altissimo — etc. ist die Val Marza eingesenkt, die bei Blegio ins Stenicobecken mündet. Die Haupttalung, die sogenannte Ballinofurche, ist von Ballino bis zum Tennosee durch einen Zwischenrücken (791—800 Pl. — 799 Laghesole Pl. = Castil Sp.-K. — 810—686 Pl.) in eine tiefere westliche und eine höhergelegene östliche Furche geteilt.

Oestlich von Ballino erhebt sich mit einem nur durch Abbrüche und kleine Rippen gegliederten Steilhang der Lomasonstock (Δ 1804 Sp.-K.), weiter südlich tritt diese Gebirgsgruppe zurück und läßt am Ostrand der Talung Raum für die Terrassenhänge von Ville del Monte und Tenno.

Hiermit wäre der Umfang des zu besprechenden Gebietes umrissen. Allerdings können die Untersuchungen noch nicht für völlig abgeschlossen gelten. In der Hochregion verhinderte das Einsetzen des Schneefalles, in V. Concei anderes einige höchst wünschenswerte Ergänzungs- und Revisionstouren, die derart verbliebenen Unsicherheiten sollen im Text auch jedesmal ehrlich angemerkt werden. Immerhin ist es gelungen, unter nicht gerade günstigen Verhältnissen eine gewisse Bereicherung des vorliegenden Beobachtungsmaterials zu erzielen. Da eine eventuelle Vervollständigung im weiten Feld liegt, mag es gestattet sein, die Ergebnisse provisorisch zusammenzustellen, insbesondere, weil die ausstehenden Ergänzungen grundlegende Änderungen nicht erwarten lassen. Sehr erfreulich war es mir übrigens, daß ich die Darstellung eines so zuverlässigen Beobachters wie Bittner — die mir leider während der Aufnahme nicht zur Verfügung stand — in allen wichtigen Punkten bestätigen kann.

II. Stratigraphie.

Als Ausgangspunkt soll das Profil dienen, welches der nord-südlich verlaufende Hauptkamm bietet. Besonders der mittlere Teil von Bocca di Trat bis etwa gegen M. Gaverdina empfiehlt sich durch sein regelmäßiges NW-Fallen von 30°). Weiter nördlich dreht sich das Streichen in NNO, ja am Altissimo bis N 15° O und der schleifende Schnitt ist für die Profilaufnahme ungünstig. Auch ist dieses Stück weniger günstig aufgeschlossen. Südlich von Bocca di Trat beginnt leb-

hafter gefaltetes Gebiet und daher wurde das Profil dort abgebrochen. Wir treffen von N nach S, was zugleich auch von oben nach unten im Profil bedeutet:

Altissimo-Gipfel (2128 *m* Sp.-K.) südlich hinab, die obersten 20—30 *m*: Wechsellagerung von grauen bis schwärzlichen Kalkbänken, in denen grau- bis dunkelgrüne Hornsteine eingelagert sind, mit gleichfarbigen gebänderten Hornsteinplatten, inzwischen eine einzige dünne Bank graue Echinodermenbreccie.

80—100 *m* (bis hinab zum Steig) Wechsellagerung derselben Gesteine, weiter noch untermischt mit grauen Kalken vom Liastyp, dunklen plattigen, schiefrigen und blätterigen Mergeln, seltenen Echinodermenbreccienbänken. (Anteil der Hornsteine an der Serie immer noch 30—40%) Weiter am fast horizontalen Weg:

15—20 *m* Echinodermenbreccie in klotzigen Bänken, wechselnd mit starken Hornsteinbänken.

20—30 *m* Braune Hornsteine (tiefgründig verwittert und zu bimssteinartig leichtem Material ausgelaugt).

10 *m* Massige Bank typische Rhynchonellen-Schichten. (Brachiopoden, jedoch nicht zu häufig.)

40—50 *m* { Kieselige Echinodermenbreccienbänke, wechselnd mit
Hornsteinplattenkalk vom Liastyp.
Liasplattenkalk mit vereinzelt Echinodermenbreccienbänken.

85—110 *m* Rhynchonellen-Schichten.

Der folgende Liasplattenkalk ist recht einförmig ausgebildet. Die oberen Partien sind mehr hellgrau, gelegentlich dünnplattiger (sonst 20—40 *cm* Normaldicke der Schicht), enthalten auch einige Zwischenlagen von grau-grünen bis schwärzlichen Mergelschiefen. Der Gehalt an Hornstein in Knollen, Lagen und Bändern ist oben reichlicher, dessen Farbe nicht so dezidiert schwarz wie unten, sondern häufig grau und graubraun-durchscheinend. Nach unten hin wird der Kalk dunkler, oft fast wie Rhätkalke, so am Mte. Gaverdina, und der Hornstein spärlich. Die Basis (beginnend an der Scharte südlich von Mte. Gaverdina) ist dunkelgrauer, staubigsandig anwitternder Kalk. (Aehnliches oft im Hauptdolomit.)

600—800 *m* Liasplattenkalk⁸⁾.

Die liegenden Bänke des Lias werden knollig und führen reichlich Spatadern und Drusen, zu unterst liegt eine 3 *m* dicke brecciöse Bank. Schichtflächen knollig, die weißen Adern gebogen und gewunden, jedenfalls keine tektonische Breccie, die quasi Fluidalstruktur deutet scheinbar auf Störung im halbverfestigten Sediment.

Der im Liegenden folgende „Grenzdolomit“ Bittners ist hellgrau (oft mit einem leichten Stich ins Gelbliche) bis weißlich, feinkörnigkristallin, eigentlicher Dolomit dürfte wohl nur ein Teil sein. Eisengehalt gering, da nirgends die gelben bis roten Verwitterungsfarben anderer südalpiner „Dolomite“, höchstens sind die Klufflächen gelegentlich leicht gelblich getönt. Bänke dick, 2—3 m, Trennungsfugen ohne Zwischenlagen, nur mit oberflächlichem rostigem Beschlag. Häufig weiße Kalkspatadern (bis zur Breccienstruktur) und -Drusen (wie nach Fossilien, die sonst gänzlich fehlen). Wittert weißgrau an und zeigt keine Karrenformen.

-
- 350—400 m Mächtigkeit bis knapp vor Doss della Torta 2150 Sp.-K.
-
- | | | |
|----------|---|--|
| 30—40 m | { | Die untersten 20—30 m der Grenzdolomitbasis werden allmählich dunkelgrau, sandig anwitternd, in den folgenden 10—15 m bereits einige schwärzliche Zwischenlagen. (Reicht bis zum Gipfel 2150.) |
| 13—15 m | | Wechsellagerung der typischen Rhätkalke (dicht, schwarzgrau bis samtschwarz, mergelig, schmutzig grünlichgrau anwitternd) mit gleichfarbigen Schiefer- und Blättermergeln. |
| 20—25 m | | Dieselben Rhätkalke, dickbankiger, mit sehr spärlichen Schieferzwischenlagen, die oberste 1/2-Meter-Bank mit Korallen, die folgende 1/2-Meter-Bank voll <i>Terebratula gregaria</i> Suess. (Bilden die charakteristische überhängende Wand, deren Umgürtung der Doss della Torta seine auffällige Form und seinen Namen verdankt.) |
| 12—15 m | | schwarzgraue, dünnplattige, knollige Mergelkalke (Wiesenterrasse). |
| 8—10 m | | dickbankiger lichtgraukörniger Kalk mit großen Megalodonten (<i>Lycodu scor Schafh.?</i>) und <i>Rhynchonella fissicostata</i> Suess und <i>Rh. subrimosa</i> Schafh. |
| 80—100 m | | licht- bis dunkelgrauer sandiger Kalk; darin (aber selten) kieselige Knollen und Mergelzwischenlagen. Stellung dieses Stückes im Profil unsicher, kann ebensogut unterster Lias sein und einer eingeschobenen Schuppe angehören. (Gesteinscharakter dem untersten Lias von Mte. Gaverdina — K. 2067 ganz ähnlich ⁹⁾). |

Scharte 2001 und die beiderseits absinkenden Schluchten entsprechen einer großen tektonischen Störung.

-
- | | |
|---------|---|
| 30—40 m | (Felsabbruch südlich der Scharte) 5—15 cm dicke Lagen, fast rein Hornstein, nur dünne tonige Zwischenlagen, grau bis schwarz, häufig schwarzgrün, zum Teil fein gebändert, sehr splitterig. |
| 55—60 m | Ebenso, aber dünnplattiger, Hornsteinlagen 2—3 cm. |
| 25—30 m | Dieselben Hornsteine mit wenigen dünnen Lagen (1.—3 cm) von dichtem grauem Mergelkalk. |

- 15—20 m Dünnp Plattiger, hellgrünlichgrauer, dichter (majolikaartiger) Kalk mit dicken Schnüren und Lagen von schwarzem Hornstein und spärlichen Mergelschieferzwischenlagen (alles sehr eisenhaltig).
- 15—20 m Dasselbe, jedoch Kalkplatten dicker.
-
- 140—170 m Mittel- (und Ober-?) Jura¹⁰).
- 3—4 m 10—30 cm dicke Bänke von fein- bis mittelkristallinem grauweißem Kalk mit lagenartig angeordneten schwarzen Punkten¹¹) (täuschend der Habitus eines feinkörnigen parallelstruierten Tonalites!). Darin spärlich schwarze Hornsteinlagen.
- 1¹/₂—2 m Schwarzgrauer körniger Kalk mit Hornsteinknuern und Mergelzwischenlagen.
- 3—4 m „Tonalitischer Kalk“ (wie oben) mit reichlich Hornstein.
- 3—4 m Schwärzlichkörniger Kalk (wie oben).
- 5—6 m „Tonalitischer“ Kalk, wenig Hornstein.
- 1¹/₂—2 m Schwärzliche Mergelschiefer mit einigen dünnen (2—3 cm) Lagen von braunroter Echinodermenbreccie.
- 6—8 m Schwarze dichte Kalke (fast wie Rhät) mit viel schwarzem Hornstein.
- 1¹/₂—2 m Dunkelgraue Echinodermenbreccie mit braunen Verwitterungspunkten (außen weißlich anwitternd).
- 1¹/₂ m Schwärzliche Mergelschiefer mit schwarzen Hornsteinschnüren und einer Einlagerung von grauer Echinodermenbreccie.
- 15—20 m Schwarzer dichter Plattenkalk mit schwarzen Hornsteinlagen, wechselnd mit Mergelschiefern und einer Einlagerung von „tonalitischem Kalk“.
- 1¹/₂—2 m Echinodermenbreccie, schwärzlich bis braun verwittert mit Rhynchonellen, wechselnd mit Hornsteinplattenkalk.
- 3—4 m Massige Bänke Echinodermenbreccie, schwärzlichgrau mit braunen Punkten und kleinen ockerigen Putzen, weiß geadert; darin runde (geröllartige) Partien des schwarzen Kalkes. Fossilführend.
- 5—6 m Schwarzer Hornsteinplattenkalk mit Schiefererzwischenlagen.
- 1¹/₂—2 m Ebenso, aber dünnp Plattiger und lichter [darin ein schlechterhaltener *Harpoceras* sp].
- 6—8 m Dickbankige Echinodermenbreccie mit wenigen schwarzen Hornsteinknuern.
- 11—14 m Wechsellagerung von schwarzen Mergelschiefern mit Hornsteinplattenkalken und einigen dünneren Bänken Echinodermenbreccie.
- 5—6 m ddo., aber die Echinodermenbreccienbänke bis meterdick.
- 5—6 m ddo. wieder dünnschichtiger.
- 3—4 m Massige Bank voll Echinodermen und Brachiopoden.
- 1¹/₂—2 m Lichtgrauer feinkörniger Kalk.

- 2¹/₂—3 *m* Massige Lumachelle, wie oben.
 2¹/₂—3 *m* Schwärzlicher Kalk.
 1¹/₂—2 *m* Massige Lumachellenbank, wie oben.

90—110 *m* „Rhynchonellenschichten“

Die Grenze der nunmehr beginnenden Hornsteinplattenkalke liegt knapp nördlich vor dem in der Sp.-K. 250 *m* südlich des Wortes „Pazzoria“ eingezeichneten Gratkopf (2108 Pl.). Auf der Ostseite dieses Kopfes fanden sich, also ca. 60—100 *m* unter den Rhynchonellenschichten eine Anzahl von Ammoniten, alles Harpoceraten, die vorbehaltlich genauer Bestimmung zur Domerofauna gehören dürften. (Wahrscheinlich die ersten Ammoniten, die in dieser Gebirgsgruppe im Anstehenden gefunden worden sind.) Eine bestimmte Verteilung der kleinen Variationen des so eintönigen Gesteinstyps konnte nicht festgestellt werden. Vielleicht sind im oberen Teil die helleren (Medolo-) Varietäten häufiger, obwohl gerade zu oberst beträchtliche Strecken kommen, die fast so schwarz sind, wie die Rhätkalke. Das gleiche gilt von der relativen Menge der Hornsteine. In den Basallagen des Komplexes ist jedenfalls der Hornsteingehalt geringer als im Durchschnitt. Auch fand ich darin (unter der südlichen Toffinospitze) eine Bank dunkelgrauen spätigen (Crinoiden-) Kalk. Untere Grenze auf dem kleinen Sättelchen 100 *m* südlich von Corno di Pichea.

600—700 *m* „Liasplattenkalk“ = Unter- + Mittel-Lias.

Die nunmehr folgenden Felstürme des Mte. di Pichea sind Grenzdolomit, wie er oben beschrieben worden ist, gegen die südlichste Rückfallkuppe zu kommen schwärzlichere Gesteinsvarietäten vor, das Gestein des Südabbruches ist wieder weißlichgrau, aber etwas dunkler als das der hangendsten Partien. Noch am tiefsten Punkt der Bocca di Trat ist Grenzdolomit, tektonisch völlig zerrüttet und zersplittert. (Darin die Sandgrube bei 1582 Sp.-K. = 1581 Pl.)

450—550 *m* Grenzdolomit.

Wenige Schritte südlich davon ist verquälte Scaglia aufgeschlossen, etwa 100 *m* weiter Majolika, die nur flach nördlich einfällt. (Auffallend ist, besonders weiterhin, die Häufigkeit von Brauneisenkügelchen — nach Fossilien?) In den wilden Schluchten östlich von Capo di Curavai folgen die Hornsteine, Rhynchonellenschichten und dann der vielfach gefaltete Liasplattenkalk. Ammonitenfunde (wahrscheinlich Lias) wurden mir gemeldet von Bocca di Saval (also ebenfalls knapp unter den Rhynchonellenschichten, die den M. Pari krönen und vom Sattel südlich der Rocchetta).

Da die Dislokationsfläche der Trät-Störung steiler einfällt als der Schichtstoß der Toffino-Scholle, kann man das Rhätprofil vom Corno d'Impichea nach unten weiter bis zur Vervollständigung verfolgen. In den Einrissen bei Mga. dei Fiori und im innersten Tobel des Trte. Magnone ist sogar noch der liegende Hauptdolomit aufgeschlossen, allerdings in der Nähe der Dislokation zu einer Reibungsbreccie verwandelt. Größere Verbreitung findet dieses Schichtglied aber in der Cogornagruppe, wo 300—400 *m* seiner Mächtigkeit in der Cogorna-Ostwand entblößt sind. Die Basis, bzw. die Raibler Schichten sind nirgends aufgeschlossen. Mächtigkeit daher ungewiß, doch dürfte sie auch hier wohl an die 1000 *m* betragen haben, wie westlich benachbart in Judikarien, südlich im Laninogebiet und nördlich in der Brenta, mit welchen Vergleichslokalitäten auch der vorherrschende Gesteinstypus: lichtgraue bis weißliche, subkristalline bis zuckerkörnige Dolomite und dolomitische Kalke bestens stimmt.

Ein vollständiges Profil des Rhät unterm Grenzdolomit aufzunehmen — etwa im innersten Magnonegraben als Fortsetzung des oben gegebenen — war mir leider noch nicht möglich, doch konnte ich mich dort überzeugen, daß alle sonst im lombardischen Faziesgebiet gebräuchlichen Gesteinsvarietäten auch hier vorkommen: samt-schwarze dichte, meist dickbankige, mergelige Kalke, schwarze Blätter- und Schiefermergel, dünn-schichtige, knollige Mergelkalke, Lumachellen — meist nur von einer einzigen Art — und schwarzer „Lithodendronkalk“. Auch der Habitus der Gebirgshänge bietet das vom Comer- bis zum Gardasee vertraute Bild: Unter den prallen Wänden des Grenzdolomites flachere, begrünte oder schuttbedeckte Terrassenstreifen (entsprechend den Mergeln) in regelmäßigen Abständen getrennt und gegliedert durch die nicht gerade sehr hohen, aber an der Basis meist überhängenden Wandstufen der mit den Mergeln wechsellagernden festeren Kalke. Mächtigkeit des unteren Rhät im Magnonegraben zwischen Haupt- und Grenzdolomit 350—400 *m*.

Bittner hat allerdings für Judikarien eine Dreiteilung des Rhät vorgeschlagen (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., S. 301), und zwar in:

1. Petrefaktenreiche weichere Gesteine (Kössener Schichten).
2. Wechsellagerung dieser weicheren Gesteine mit kompakteren und reineren Kalken.
3. Grenzdolomit.

In der Natur gegeben ist nur die Grenzlinie zwischen Nr. 3 und Nr. 2, zwischen Grenzdolomit und unterem Rhät, die zwischen Nr. 2 und 1 wird stets sehr schwer und kaum ohne Willkür gezogen werden können. Man sehe daraufhin nur die beiden detaillierten Profile an, die Bittner auf S. 317 zusammenstellt. In der Praxis — in der Karte, den Profilen, im Text, also höchstwahrscheinlich auch im Felde — wendet übrigens Bittner selbst nur eine Zweiteilung an, und bei dieser natürlichen Einteilung werden wir am besten bleiben.

Allgemeingültige Anhaltspunkte für eine paläontologische Unterteilung des rhätischen Komplexes liegen bisher nicht vor. Ueberhaupt ist der Fossilreichtum nicht so groß, als man nach der Literatur

glauben möchte, Verteilung und Erhaltungszustand meist nicht sehr günstig. Sowohl die plattigen schwarzen Kalke, als die bröckligen Schiefermergel sind meist fossilleer, am günstigsten sind die dünnen knolligen Lagen. Die typische Art des Vorkommens ist die einer Muschelbank mit zahllosen Exemplaren einer oder weniger Arten und deren vertikale Folge wird viel mehr von wechselnden örtlichen Verhältnissen, welche einmal dieser, einmal jener Tiergesellschaft gestattet, ein bestimmtes Stück Flachsee zu besiedeln, als von der allgemeinen Altersfolge abhängen. Nur auf einen Punkt möchte ich kurz die Aufmerksamkeit richten. Am Doss della Torta gehen die Megalodonten bis knapp unter den Grenzdolomit, d. h. bis in die Mitte der mächtigen Rhätserie. Das ist nun aber genau das Verhalten derselben in den klassischen Rhätgebieten am Comersee, obwohl dort die Entwicklung wesentlich anders ist, indem über der Megalodontenbank in der Mitte des Rhät, dem „sasso degli stampi“¹²⁾, abermals eine mächtige Mergelserie vom *Contorta*-Typ (im Benetobel mit der *A. contorta* selbst) und dann erst ein 80—100 m mächtiger Grenzdolomit folgt. Sollte diese Beobachtung auch in anderen Gebieten sich bestätigen, so wäre damit doch ein stratigraphischer Anhaltspunkt gewonnen. Allerdings dort, wo der größere Teil des Rhät in Grenzdolomitmfazies ausgebildet ist, wie z. B. in der Brentagruppe, ist auch hierfür wenig Hoffnung; denn diese zeigt sich sämtlichen Fossilien absolut feindlich — wahrscheinlich wohl der Erhaltung, da sie meistens Spuren stärkster Umkristallisierung trägt¹³⁾. Besser wären die Aussichten bei Dachsteinkalkfazies wie in Ampezzo, doch liegen bis jetzt auch von dort keine Beobachtungen vor.

Als Mächtigkeit des Grenzdolomites hatten wir in der Gaverdinascholle 350—400 m, in der Toffinoscholle 450—550 m und in der Rocchetta müßte sie noch größer sein: also Zunahme gegen Süden. Allein abgesehen von den noch nicht geklärten tektonischen Verhältnissen in der Rocchettagruppe kann nicht verschwiegen werden, daß möglicherweise im Corno d'Impichea kleine Störungen mit abgesunkenem Südfügel eine Vergrößerung der Mächtigkeit vortäuschen. Zu besonderer Vorsicht mahnt das für den Grenzdolomit ganz ungewöhnliche Vorkommen schwärzlicher Gesteinsarten am Mte. di Pichea. (Im Gegensatz zum Hauptdolomit ist im Grenzdolomit eine schwärzliche bituminöse Ausbildung noch nicht beobachtet worden.) Diese könnten ja vielleicht die Basis der einen Schuppe markieren. Oder sollte es sich um eine linsenartige Einlagerung der *Contorta*-mergelfazies handeln¹⁴⁾?

Betreffs der Hornsteinplattenkalke des Lias ist der im Profil gegebenen Charakteristik wenig hinzuzufügen. Es ist in allen Stücken der typische lombardische Lias, „Medolo“ meistens genannt. Zu bemerken ist höchstens, daß die ganz rauhen, knorrig anwitternden Gesteinsvarietäten, wie sie z. B. am Mte. Generoso (Luganersee) eine große Rolle spielen, hier nicht vorkommen. Wenn Bittner angibt¹⁵⁾, daß die untersten Lagen ziemlich hornsteinfrei, die unteren Partien dunkler und reich an Hornstein, die hangenden lichter, splitterig und ärmer an Hornstein sind, so kann man das im großen Durchschnitt gelten lassen. Allein daraufhin eine Abgrenzung zu basieren¹⁶⁾ oder

die stratigraphische Lage eines isolierten Aufschlusses daraus zu bestimmen¹⁷⁾, dürfte doch nicht angehen, da die geringe Variationsbreite, welche der so einförmige Gesteinscharakter zuläßt, so ziemlich in allen Niveaus auch durchlaufen wird. Die basalen Lagen sind sicher sehr arm an Hornstein, am Toffino und bei K. 974 Pl. (in V. Mera, SSO von Campi) fand ich darin crinoidenführende, an letzterem Ort auch oolithische Bänke. Fossilien sind im ganzen tieferen Teil ungewein selten, mir gelang es nicht, solche aufzufinden. Dagegen sind in den obersten 100 m Ammoniten immerhin nicht zu selten, und zwar liegen sie meist in den hellen dichten splitterigen Bänken, welche Bittner mit den Fleckenmergeln der Nordalpen vergleicht. Vorbehaltlich der genauen Bestimmung meiner auf Pazzoria gesammelten Ammoniten schließe ich mich vorläufig Bittners Ansicht an, daß diese der Fauna von Domero angehören, also oberen Mittel-Lias repräsentieren¹⁸⁾. Bittner hat seinerzeit, allerdings ausschließlich aus losen Blöcken, folgende Arten gesammelt¹⁹⁾:

<i>Harpoceras Domarense</i> Menegh.	Fundort: Rio Secco, Glera, Corno Lomar.
<i>cf. Boscense</i> Reyn.	Glera, Pallone.
<i>cf. Ruthenense</i> Reyn.	Corno Lomar.
<i>cf. radians</i> Rein.	Mte. Turig, Trte. Magnone, Glera.
" <i>cf. pectinatum</i> Menegh.	Mga. Lanciada.
<i>Stephanoceras crassum</i> Phil. . . .	Glera.
<i>aff. muticum</i> d'Orb. . . .	Mga. Lanciada.
vergleichbar mit <i>Steph.</i> <i>Mortilleti</i> Menegh.	Trte. Magnone.
<i>Phylloceras Partschi</i> Stur. . . .	Glera.
" <i>Mimatense</i> d'Orb.	Glera.
<i>Terebratula cf. Renieri</i> Cat.	Mga. Lanciada.
<i>Coeloceras</i> sp.	
<i>Pecten</i> sp.	

Die Herkunft des Schuttmateriales an Bittners Fundpunkten läßt sich mit genügender Genauigkeit feststellen: das von Trte. Magnone stammt aus der Tovaccio-Antiklinale, das vom Rio Secco aus der Toffino-Scholle, wahrscheinlich von der Pazzoria. An der Glera allerdings mischt sich Schuttmaterial von Toffino-, Gaverdina-Scholle und von Westen von der Midela, dagegen gehören Corno Lomar, Mte. Turig, Mga. Lanciada ganz der Gaverdinascholle an, und zwar der streichenden Fortsetzung des oben gegebenen Profiles.

Stratigraphisch ganz genau begrenzt ist der Komplex der Hornsteinplattenkalke noch nicht, denn sowohl an der unteren als der oberen Grenze ist eine kleine Abweichung von den Formationsgrenzen gut möglich, allein man wird nicht weit fehlen, wenn man ihren Umfang mit dem Unter- und Mittellias zusammen identifiziert, wie es auch in der ganzen Lombardei angenommen wird²⁰⁾.

Die Rhynchonellenschichten des Oberlias sind eine Besonderheit der östlichen Lombardei und von mehreren Gesichts-

punkten aus von Interesse. Natürlich hat sich das Hauptaugenmerk zuerst auf die fossilführenden Gesteine geheftet, allein man darf dabei nicht außer acht lassen, daß in ihnen die Fazies des „Medolo“ eigentlich fort dauert. Die brachiopodenführenden Echinodermenbreccien machen nur etwa $\frac{1}{3}$ des gesamten Komplexes aus, seine Hauptmasse bilden Hornsteinplattenkalke, die ganz identisch mit denen des Unter- und Mittelias sind, und diese Fazies setzt sich auch noch über den obersten Breccienbänken fort, bis sie in die Hornsteine des Dogger-Malm übergeht. Wenn man will, kann man in dieser Wechsellagerung eine Verzahnung von lombardischer und Veroneser Fazies sehen. Dabei darf man aber nicht außer acht lassen, daß sich die Brachiopodenbänke von den typischen Gesteinen gleichen Alters im Etschgebiet beträchtlich unterscheiden: sie sind kieselreich, rauh, grau, niemals bunt, nicht mit Oolithen verbunden und in höherem Grade klastisch als sonst üblich (geröllartige Einschlüsse eines andersfarbigen Gesteines, Brachiopoden vielfach einklappig und zerbrochen eingebettet²¹). Gesteinsausbildung und Gliederung der Serie ist sehr wechselnd. Das leider nicht günstig aufgeschlossene Profil vom Altissimo zeigt, daß die Echinodermenbreccien bis in die typische Hornsteinserie hinaufgehen können. Dagegen scheinen sie wenig südwestlich davon im Cadiarzug zu fehlen²²; denn zwischen Spadolone (2051 Sp.-K.) und Roccia Campeì (2068 Sp.-K.), wo der Hornsteinzug den Grat quert, konnte ich trotz ziemlich guter Aufschlüsse keine Spur von ihnen finden. Die Rhynchonellenschichten vom Gipfel des Mte. Pari²³) konnte ich wegen Schnee nicht genauer studieren, im allgemeinen scheinen sie ähnlich denen von Pazzoria zu sein. Abweichend ist ihre Ausbildung in der Scholle unter der Cogornawand (gegen K. 1534). Die Gesamtmächtigkeit ist sehr groß (auch wenn man eine tektonische Verdopplung annehmen will), die Echinodermenbreccien nehmen davon die Hälfte oder mehr in Anspruch und sie bestehen fast nur aus verkiesselten Echinodermenbruchstücken, während sonst eine solche Anreicherung kaum zu beobachten ist. Dagegen unter K. 1060 und insbesondere an der Straße zwischen Campi und Pranzo und von dort den Tombio-Nordsporn hinauf ist die Ausbildung mehr kalkig, weniger rauh, kieselig und ausnahmsweise manchmal sogar oolithisch, die Mächtigkeit viel geringer: An der Straßensperre zwischen Pranzo und Campi (599 Pl.) 15—20 m typische Rhynchonellenschichten, darüber ebensoviel Hornsteinplattenkalke ohne Echinodermenbreccien²⁴) und dann die massigen Hornsteine. Zum Charakter einer Uebergangsbildung würden alle angeführten Daten sehr gut stimmen, aber den Uebergang darf man nicht allzu nahe suchen. Mit den roten und gelben Crinoidenmarmoren (ganz der Typ der „gelben Kalke“ von Mori, wo Benecke ja seine Bilobataschichten aufgestellt hat), wie sie am Lomasonhang gar nicht weit östlich von Castil anstehen, hat keine der mir bekannten Ausbildungsweisen der Rhynchonellenschichten die geringste Ähnlichkeit, gerade bei Ballino sind zwei ganz extreme Ausbildungsweisen nebeneinandergerückt worden.

Die stratigraphische Einordnung dieses Schichtgliedes stößt auf Schwierigkeiten. Da die Domerofauna im Liegenden vorkommt, wird es wohl in der Hauptsache Oberlias sein und, wie schon Bittner

wollte, mit den Bilobataschichten Beneckes zu parallelisieren sein. Genauere Horizontierung würde eine vollständige Nachprüfung einiger anderer ähnlicher Faunen verlangen. Bittner gibt als Fossilien *Rhynchonella Clesiana* Leps. und *Vigilii* Leps. sowie *Terebratula Lassic* Leps. an, also die Leitformen der Crinoidenmarmore vom Mte. Peller (N-Brentagruppe)²⁵⁾ und diese sollen nach Finkelstein die *Opalinus-* und *Murchisoniae-Zone* repräsentieren. Und aus der viel näher gelegenen südlichen Brenta gibt Vacek Brachiopodenschichten des Mittellias an²⁶⁾. Die Ausbildung des Lias ist dort die typisch judikarische und insbesondere jene angeblichen Mittelliaschichten sind genau die Rhynchonellenschichten des Gebirgsrandes bei Pranzo. Ich glaube nicht, daß zwischen diesen nahe benachbarten Lagen keine Beziehungen bestehen sollten. Die meiste Wahrscheinlichkeit spricht dafür, daß in der Südbrenta es eben die typischen Rhynchonellenschichten Judikariens selbst sind und daß sich die Schichten vom Mte. Peller zeitlich recht nahe anschließen. Wenigstens habe ich von Stenico *Rh. Clesiana* und *Vigilii* ebenso typisch, wie sie neben einigen wenigen noch nicht bestimmten Formen in meiner Aufsammlung von Pazzoria vorkommen.

Die Hornsteinserie kann man im Gratprofil nur in ihren tiefsten Gliedern kennen lernen. Es sind dies splitterige Hornsteine, die in frischem Zustand grau oder grüngrau (selten schwarzgrün), verwittert, das heißt meistens, rostbraun sind, mit nur sehr geringen tonigen Zwischenlagen. Gegen das Hangende stellen sich buntere Farben (tiefgrün, gelb, siegellackrot) und größerer Kalkgehalt ein und es erscheinen als Abschluß nach oben die typischen Aptychenschiefer, fleisch- bis braunrote Mergelkalkplatten mit eingelagertem rotem Hornstein.

Die Mächtigkeit der „braunen“ Hornsteine beträgt bei Pazzoria 140—170 m, am Altissimo 100—120 m. Die roten Aptychenschiefer dürften dort, wo sie voll erhalten sind (betreffs einer Erosionslücke siehe nächsten Absatz), wohl 20—25 m messen. Bei Ballino selbst, im Mittelrücken und in der Tombioscholle oberhalb Pranzo ist die Mächtigkeit geringer, und zwar etwa nur die Hälfte. Diese Mächtigkeiten scheinen überraschend, wenn man nur die östlich gelegenen Gebiete zum Vergleich heranzieht, da dort derartige Hornsteinschiefer meist nur ein schmales Band im Oberjura darstellen, in der lombardischen Fazies sind sie jedoch gar nichts Ungewöhnliches.

Der stratigraphische Umfang dieses Schichtgliedes kann wegen Fossilmangels nicht genau bestimmt werden; im allgemeinen kann man Dogger und Malm sagen, wobei man nicht vergessen darf, daß an verschiedenen Orten der Lombardei die basalen Lagen der Majolika noch Tithonfossilien führen²⁷⁾.

Die im Hangenden folgende Majolika²⁸⁾ besteht aus dickbankigen bis dünnplattigen, stets aber ebenflächigen dichten Kalken, mit Lagen und Knollen von schwarzen Hornsteinen, deren Farbe gelegentlich fast weiß, meist hellgrau ist, jedoch bis ins Schwarzgraue gehen kann und deren Tongehalt sehr stark variiert von den fast reinen lichten muscheligsplittrig brechenden typischen Majolikakalken bis zu den schwärzlichen Mergelkalken mit reichlichen Zwischenlagen

von schwarzen Mergelschiefern²⁹⁾. Verblüffend ist die Aehnlichkeit der einzelnen Gesteinstypen mit denen des Lias. Im ganzen dürfte ja der Lias dunkler sein und auch die lichten Bänke unterscheiden sich von den analogen der Majolika durch Fehlen oder wenigstens geringere Ausbildung der für dieses Schichtglied in den ganzen Südalpen charakteristischen Suturen von Form der Schädelknochennähte. Doch ist mit diesen feinen Unterschieden im Feld wenig anzufangen. Im Gegensatz zum Lias zeigt die Majolika deutliche Gesteinsunterschiede in der vertikalen Serie. Die Basis bilden gewöhnlich klotzige lichte Bänke und überhaupt herrschen in der unteren Hälfte die hellen kalkigen, in der oberen die dunkleren tonreicheren Gesteine vor³⁰⁾.

Die Mächtigkeit der Majolika beträgt am S. Martinorücken zwischen K. 1369 und 1186 Pl. etwa 300—400 m, am Tovaccio (Nordseite, wo sie gleich überm Steig zur Quelle = 1245 Pl. anfängt) und am Mte. Leone ungefähr ebensoviel, dagegen muß bei Ballino, wenn nicht — was ich nicht glaube — tektonische Reduktion vorliegt, die Mächtigkeit bedeutend geringer sein (etwa nur die Hälfte). Vielleicht kann man diese Verringerung der Mächtigkeit als Uebergang zu der Ausbildung im östlich und besonders nordöstlich gelegenen Etschgebiet auffassen, das durchwegs geringere Mächtigkeiten aufweist. Dagegen ist die Mächtigkeit im westlichen Judikarien wahrscheinlich ebenso groß. So bestehen die großen Gipfelwände der Roccia Campeï, Laroda und Cadria ganz aus Majolika, was trotz der synklinalen Zusammenfaltung auf bedeutende Mächtigkeiten schließen läßt. Auch weiter nördlich, in der südwestlichen Brentagruppe, die stratigraphisch und tektonisch die direkte Fortsetzung von Judikarien ist, haben wir am Brunol und Castello dei Camosci 400—450 m Majolika, und zwar in judikarischer Ausbildung, das heißt ganz so wie der dort ebenfalls vorhandene Lias, nur daß hier von schwarzen Mergelschiefern nichts zu merken ist. Ich kann nicht gerade finden, daß dieser Sachverhalt mit den von Vacek³¹⁾ ausgesprochenen Gedankengängen stimmt, insbesondere, da wir nach Osten durch Valsugana wieder ein Anschwellen des Biancone finden (400—450 m in der Umgebung von Primolano), eher das Gegenteil.

Den stratigraphischen Umfang der Majolika kann man, da Fossilien hier vorläufig noch völlig fehlen, nur schätzungsweise angeben. Er dürfte Tithon und untere Kreide ungefähr umfassen.

Auf eine Einzelheit müssen wir wegen der Tragweite für stratigraphische und tektonische Fragen betreffs Südwesttirol noch ausführlich eingehen; es sind dies die klastischen Basalschichten der Majolika, die wir der Kürze halber als Ballino-Konglomerat bezeichnen wollen. Die von Trener³²⁾ gegebene Beschreibung kann als im allgemeinen zutreffend bezeichnet werden, sie muß aber noch um einige Details bereichert werden³³⁾. Am Mte. Leone-Alpweg und in den in seiner Nähe im bosco auftauchenden Wandeln, dem günstigsten Beobachtungspunkte, an dem auch Trener das Konglomerat zuerst entdeckt hat, sieht man folgendes: Die hangenden Partien der Aptychenschiefer bestehen ursprünglich aus ebenflächigen Platten, wovon den Kern eine 5—8 cm dicke Lage gelber oder roter Hornstein, die Außenflächen aber rote Mergelschiefer bilden. Diese Schicht-

folge ist heftig gestört. Die Hornsteinplatten sind in ein- bis zwei-spannenlange Stücke zerbrochen, die gelegentlich verbogen und gegen- und übereinander verschoben sind und Fragmente der roten Mergelschiefer erfüllen die Zwischenräume in einer Art fluidaler Anordnung. Die Zerrüttung nimmt von unten nach oben zu, indem die Hornsteinlagen zuerst zwar zerbrochen, aber nur wenig verworfen oder verbogen sind, nach oben aber die Vermischung immer intensiver wird, bis zu oberst eine richtungslose Breccie entsteht, in die sich auch bereits einzelne majolikaähnliche Fragmente einmischen. Den direkten Uebergang dieser Breccie in die konglomeratische Majolika habe ich zwar weder 1910 (wo die Wandeln und Wege noch nicht so verwachsen und verwildert waren), noch 1917 gefunden. Die zunächst gelegenen Majolikabänke zeigen bereits vorherrschend weiße Grundmasse, in der Fragmente von fleisch- und braunroten Kalken, bunten Hornsteinen sowie von grauweißen Kalken vom Majolikatyp schwimmen. Die schwarzen Hornsteine, die für die hiesige Majolika bezeichnend sind, fehlen. Die Grundmasse ist Majolika mit den typischen zackigen Suturen, gelegentlich mit rötlichen Flecken³⁴⁾, auch sind die Fragmente häufig mit den grünlichen Häutchen überzogen, die sonst die Knollen und Schichtflächen der Majolika oft zeigen. Die Fragmente sind alle zumindest kantengerundet, die großen besser als die kleinen, jedoch nirgends scharfe Splitter oder andererseits gerundete Sandkörner. Mechanische Beeinflussung ist an ihnen in sehr geringem Maße feststellbar, selbst die roten Mergelschiefer, ein Gestein, das sonst auf tektonische Einflüsse prompt reagiert, zeigen keine Spatadern und Harnische. (Man vergleiche dagegen die nahe Scaglia an der Trät-Ueberschiebung!) Eine Sortierung nach Größe hat nicht stattgefunden, Packung locker, die Fragmente berühren einander meistens nicht, sie scheinen eher suspendiert zu schwimmen.

Betreffs der Entstehung des Ballino-Konglomerates haben wir folgende Annahmen zu prüfen:

1. Zertrümmerung und Wiederverfestigung des Schichtkomplexes in situ,
 - a) durch diagenetische Vorgänge (wie die Rauchwacke z. B.): fällt a priori fort, da reiner Kalk und Hornsteine keinen Grund dazu geben,
 - b) durch tektonische Vorgänge.
2. Aufarbeitung des Schichtkomplexes von einem noch näher zu bestimmenden Niveau (= Zeitpunkt) ab und Deponierung der Trümmer als klastische Bildung,
 - a) subaerisch:
 - α) Eluvialschutt,
 - β) Fluß- oder Torrentenschuttablagern;
 - b) litoral: Brandungsabrasion, welche die Trümmer in Ufernähe deponiert (Trenner);
 - c) submarin:
 - α) durch bewegtes Wasser, Strömung oder Wellen in Flachsee,
 - β) submarine Rutschungen in wenig verfestigtem Sediment.

Für eine tektonische Breccienbildung wird auf den ersten Blick das Bild, das die hangenden Aptychenschiefer bieten, sprechen. Allein die Bildung der konglomeratischen Majolika auf diesem Wege scheint gleich etwas problematisch. Entscheidend ist, daß der starken Durchbewegung eine minimale mechanische Beanspruchung der Fragmente gegenübersteht und daß die Majolikagrundmasse, nach den Suturen zu schließen, ganz ruhig und normal abgesetzt worden ist. Für Eluvialbildung spricht der allmähliche Uebergang des Untergrundes in das Trümmergestein gleichen Materiales. Dagegen die vollkommene Identität im Erhaltungszustand der Fragmente und der Grundmasse mit Liegendem und Hangendem. Verwitterte Hornsteine sind braun, oft bimssteinähnlich ausgelaugt, gesplittert und in sandige Erde verwandelt. Selbst bei schnellster Ueberflutung wäre das Zement durch Humus oder limonitische Verwitterungsprodukte, Sand und Staub, verunreinigt worden, könnte also nicht reiner, weißlicher Globigerinenschlamm gewesen sein, der übrigens als Transgressionssediment noch nirgends aufgefunden worden ist. Fluviale Bildung und in gewissem Grade auch Wildbach würden eine Sortierung nach Größe, beziehungsweise Widerstandsfähigkeit bedingt haben. Die Verunreinigung und Verwitterung würde allen subaerischen Bildungen anhaften und alle würden eine dichtere, standfeste Packung verlangen. Die Annahme einer Brandungsbrecie (Trenner) vermeidet einige dieser Schwierigkeiten, allein ganz unerklärlich ist es dann, daß auch der Meeresgrund, auf den die Trümmer hinabrutschten, mit aufgearbeitet wurde, obwohl er bereits mit Globigerinenschlamm (für eine Brandungsküste bis jetzt auch noch nicht beobachtet) bedeckt war, in dem die Trümmer stecken blieben. Nach allem, was ich von Brandung gesehen habe, glaube ich nicht, daß von dem überaus spröden Hornstein eine einzige Platte ganz und heil in die Tiefe gelangt wäre, daß sie vielmehr völlig zu Sand hätten zerrieben werden müssen.

Nehmen wir aber überhaupt submarine Entstehung im freien Meer an, so fallen sofort einige Hauptschwierigkeiten auf: die Bedingungen, unter denen dergleichen hochpelagische Sedimente sich gebildet hatten, sind ungeändert geblieben, daher kein Grund für Verwitterung u. ä., die Bewegung unter Wasser wird durch Auftrieb und Veränderung der Reibung wesentlich erleichtert, daher starke Durchbewegung bei geringer Beanspruchung des Materials und lockere Packung. Bewegtes Wasser dürfte aber doch nicht das Agens gewesen sein. Das Wort „Tiefseebildung“ soll man ja gewiß nicht eitel nennen, allein bezüglich des Globigerinenschlammes steht heutzutage doch fest, daß er meistens ziemlich tief liegt, wo man die Wellen kaum mehr spürt, und die Bodenströmung ist stets ziemlich langsam. Keinesfalls glaube ich, daß derart zentnerschwere Blöcke transportiert und der Boden metertief aufgearbeitet hätte werden können, und wenn schon, dann hätte die weiße Schlammasse doch gang- und aderartig in die aufgelockerten Aptychenschiefer eindringen müssen. Alles dagegen würde für Entstehung durch submarine Rutschung passen.

Also: Nach Absatz der untersten Majolikabänke — was so ziemlich mit der Jura-Kreidegrenze identisch sein dürfte — wurde durch orogenetische Kräfte ein Teil des Meeresbodens brüsk gehoben,

die Randzone des betreffenden Stückes schiefgestellt. Sobald die Böschung das Maximum überschritten hatte, bei dem die wenig verfestigten Sedimente noch stabil bleiben konnten (und das braucht gar nicht steil gewesen sein), setzten Rutschungen ein. An einigen Stellen wurde das halbverfestigte Hangende der Aptychenschiefer zusammengestaucht (daß derart das Bild tektonischer Faltung täuschend nachgeahmt werden kann, haben bereits Arnold Heim und Hahn betont), an anderen Stellen rissen sie völlig ab und glitten auf und in dem Globigerinenschlamm, der sie bereits bedeckt hatte, der Tiefe zu, wobei besonders die großen Blöcke durch Anstoßen, Rollen ein wenig gerundet wurden, weniger die kleinen, die im Schlamm suspendiert mitschwammen. Je nach den Ergebnissen der Bodenbewegung, die wahrscheinlich ja die einzelnen Partien nacheinander ergriff, können wir erwarten: Aptychenschiefer ungestört und darauf Konglomerat, oder zuerst gestört und verknetet und dann Konglomerat darauf abgelagert (große Mächtigkeit), Schiefer abgerutscht, aber später doch Konglomerat darauf abgelagert und Stellen, wo die Aptychenschiefer und das Konglomerat fehlen. Die Sedimentation von Globigerinenschlamm ging unterdessen unbehindert weiter und deckte und verglich schließlich die Unebenheiten, so daß wir dort, wo Konglomerat liegt, große Mächtigkeiten der die Mulden auffüllenden Majolika erwarten dürfen.

Ziehen wir nun die Verbreitung des Ballinokonglomerates in Betrachtung. Von dem Fundpunkt an der nördlichsten Wegecke in 1020 m An.-Höhe, am Mte. Leone, wo seine Mächtigkeit 12—15 m beträgt, muß er sich bedeutend weiter anstehend erstrecken; denn der ganze Osthang des Mte. Leone ist bis weit hinab mit seinen Blöcken bestreut. Anstehend konnte ich es aber nur ganz unten wiederfinden, oberm Rio Secco, an der ersten Felsecke westlich der Straßenbrücke, Mächtigkeit knapp 2—3 m, Aptychenschiefer sehr reduziert. In der streichenden Fortsetzung der Mte. Leonescholle ist ein schlechter Aufschluß davon an der Nordseite von K. 1060 Pl. und dann noch auf der Südseite des S. Martinrückens, halbwegs zwischen Dosso dei Fiori und K. 1448, wo die Aptychenschiefer sicher fehlen³⁵). Von großem Interesse wäre die weitere streichende Fortsetzung jenseits der Trat am Capo di Curavai, aber gerade hier habe ich wegen Schneesturm fast gar nichts gesehen.

Die nächste Zone des Ballinokonglomerats zieht vom Mittelrücken östlich von Ballino³⁶) bis südlich von Pranzo. Längs des Mittelrücken sind lose Blöcke davon ungemain häufig, Anstehendes konnte ich nur an drei Punkten finden: in einem Wandl an der Ostseite des Rücken^s halbwegs zwischen Castil (799 Pl) und dem nördlich davon stehenden Bauernhaus — in den Schichtköpfen, die unterm Hause von Castil durchstechen (hier ganz gering mächtig) — im Graben SW von Kote 830 Pl. (etwa wo „Lorei“ in der Sp.-K. steht), und zwar auch hier kaum $\frac{1}{2}$ m mächtig. Besser aufgeschlossen und mächtiger (3—4 m) ist das Konglomerat in dem Sättelchen westlich des Kopfes (775 Pl.), der die Straßenschleife (Sperre) zwischen Pranzo und Ca mpi dominiert.

Von anderen hierhergehörigen Vorkommnissen ist⁶ auf das Jura-kreideprofil von Stenico und Castello dei Camosci andernorts³⁷) bereits

hingewiesen worden. Hier soll nur noch ein interessantes Profil aus der westlichen Gaverdinagruppe gegeben werden, das an ähnliche Verhältnisse in der Nachbarschaft denken läßt. Auf der Süd-, bzw. Südostseite des Gipfels der C. Mazon (2101 Sp.-K.) ist mit 70° WNW-Fallen aufgeschlossen:

Hangendes:

Typische grünlichgraue Majolikaplattenkalke mit spärlich schwarzem Hornstein

- 0·2 *m* dünnplattige Majolika mit rotem und grünem Hornstein
- 0·75 *m* braunroter Mergelkalkschiefer
- 0·75 *m* braunrote Kalkbank
- 1·5 *m* braunrote Kalkplatten mit ebensolchen Mergelschieferzwischenlagen
- 1 *m* typische Majolikaplatten
- 1·5 *m* Majolikaplatten mit gelbroten und grünen Hornsteinen und roten Kalklinsen
- 1·5 *m* rötlichvioletter Kalk mit Bändern und geschwärzten Knollen von Majolika
- 1·5 *m* massige Bank, roter Kalk mit spärlichen grünen Bändern
- 0·5 *m* ebenso — aber dünnschichtig
- 0·3 *m* spätiger grünlicher Kalk mit zwei Lagen roter Hornsteine
- 5 *m* roter Bänderkalk
- 4 *m* rote Mergel
- 3 *m* massiger roter Kalk mit grünen Hornsteinknollen

Zus. 21·5 *m*.

Liegendes:

Dünne grüngraue Hornsteinplatten.

Hier erfolgt der Uebergang von der Fazies der roten Kalke und Schiefer zur Majolika nicht mit einemale, sondern durch mehrfache Wechsellagerung und die konglomeratischen Bänke deuten auf kleine Störungen in der Sedimentation. Wahrscheinlich allerdings nur lokale Störungen; denn an der Scharte nördlich der Laroda haben wir zwar ebenfalls eine Wechsellagerung von violettrottem Mergelkalk mit grauen Majolikaplatten, spärlich Hornstein darin, aber keine Andeutung eines Konglomerates⁸⁸). Man könnte denken, daß eine derartige Wechsellagerung auf eine Grenzzone zwischen zwei verschiedenen, gleichzeitig existierenden Faziesbezirken hindeutet, und dadurch entsteht, daß eben diese Faziesgrenze hin und her schwankt. Allerdings entspräche ein solches längerdauerndes Nebeneinander von Aptychenschiefern und Majolika kaum den bisher geltenden Vorstellungen. Dagegen würde ein solches Schwanken der Faziesgrenzen sehr gut

auf ein Gebiet orogenetischer Unruhe passen³⁹⁾. Und daß eine solche zu dem bezüglichlichen Zeitpunkt der Jurakreidegrenze herrschte, ist durch Beobachtungen in und außer den Alpen hinreichend belegt. Daß die Intrusion der Adamellomasse im Gefolge der hier nachgewiesenen Umwälzungen in der Judikarienzone eintrat, ist daraus natürlich nicht strikt zu beweisen, ich halte diese Annahme aber für sehr erwägens- und nachprüfenswert⁴⁰⁾.

Die Scaglia nimmt im betrachteten Gebiet nur kleine Oberflächen — sozusagen als tektonisches Füllsel — ein. Mächtigkeit daher schwer zu bestimmen, doch dürfte sie 100 m sicher übersteigen. Sie besteht, wie in Südwesttirol überhaupt (und ähnlich in der ganzen Lombardei⁴¹⁾) aus braunroten stückeligen Mergeln und Mergelkalken. Mangels genauer paläontologischer Daten kann man sie nur so schlechthin als Oberkreide bezeichnen. Für die von Bittner (S. 352) ausgesprochene Ansicht, daß Scaglia und Majolika „nicht als fixe Horizonte, sondern vielmehr als einander teilweise vertretende Faziesbildungen“ anzusehen seien, haben sich keine positiven Anhaltspunkte gefunden. Reziproke Mächtigkeitsschwankungen, auf die sich Bittner beruft, würden für sich allein noch keinen zureichenden Beweis liefern, allein, ich kann überhaupt nicht finden, daß die Mächtigkeitsschiffen in Südtirol unzweideutig einer solchen Gesetzmäßigkeit unterliegen.

Das Eocän ist ebenso wie die Scaglia die genaue Fortsetzung der Fazies der Nonsberg-Molveno-Synklinale: bleigraue Zementmergel, die zu einem schönen Grüngrau verwittern. In dem kleinen Felzen zwischen Torenio und Mte. Leone fand ich darin auch eine Bank schwärzlichen „Sandkalk“, ganz genau wie von Fogojard bei Campiglio beschrieben⁴²⁾. Derselbe Gesteinstyp findet sich übrigens auch im Eocän südlich von Stenico und ist auch sonst unter den Flyschsandsteinen der Alpen nicht selten.

Wenn wir zum Schlusse kurz die Ergebnisse zusammenfassen, so erhalten wir folgende Uebersicht über die Schichtenfolge in unserem kleinen Gebiete⁴³⁾:

Eocän		graue Flyschmergel	
Kreide	{ obere	über 100 m	rote „Scaglia“-Mergel
	{ untere	{ 300—400 m 0— 15 m	„Majolika“ Ballino-Konglomerat
Malm + Dogger .	{	0— 25 m 100—120 m [40—50 m]	rote Aptychenschiefer graubraune Hornsteine
Lias .	{ oberer	80—100 m [40—50 m]	„Rhynchonellenschichten“
	{ mittl. + unt.	600—800 m	Hornsteinplattenkalk
Rhät .	{ oberes	.350—400 m [450—550 m]	„Grenzdolomit“
	{ unteres .	.350—400 m	schwarze Mergel u. Kalke
Norische Stufe			Hauptdolomit.

Die einzige größere Abweichung von der typischen lombardischen Schichtenfolge ist, daß der Oberlias in der Fazies der (oben ausführlich beschriebenen) „Rhynchonellenschichten“ ausgebildet ist, während in der übrigen Lombardei — mit Ausnahme der Gegend von Brescia — an dieser Stelle des Profils ein roter Ammonitenknollenkalk (Adnether Fazies) anzutreffen ist. Einigermassen auffällig ist auch die extreme Ausbildung der mittel- bis oberjurasischen Hornsteine. Die Gesteinsausbildung ist sonst aber vollkommen die gleiche wie die der entsprechenden Schichtglieder in der ganzen Lombardei — übrigens sind faziell den Rhynchonellenschichten ähnliche Kieselkalke mit Brachiopoden und Echinodermen auch sonst in verschiedenen Niveaus des lombardischen Lias keineswegs selten. Die Mächtigkeiten stimmen ebenfalls recht gut zur lombardischen Serie, besonders charakteristisch ist die gewaltige Mächtigkeit von Rhät-Lias. Die Gaverdinagruppe gehört also entschieden noch zum lombardischen Faziesbezirk. Uebergänge, welche die Nähe einer Faziesgrenze andeuten, kann man in manchen Einzelheiten bei Ballino finden, doch dürfte der Uebergang kaum unmittelbar zur eigentlichen „Etschbuchtfazies“ führen, sondern zu Mittelgliedern, ähnlich der Fazies der Brentagruppe, die aber bei Ballino tektonisch unterdrückt sind⁴⁴).

III. Oberflächenformen und quartäre Schuttablagerungen.

Für die genaue Analyse des Alpenlandes bildet die größte Schwierigkeit der Ueberfluß an Formen, sowohl der Erosion als der Aufschüttung (Talleisten, Terrassen, Talstufen, Rückfallkuppen, Gefällsbrüche u. s. f.) Rein dialektisch lassen sich daraus zweifellos für jedes nur halbwegs denkbare System einer allmählichen Ausarbeitung des Reliefs die nötigen Belege erbringen (was z. T. auch schon geschehen ist). Wer ohne vorgefaßte Ideen an die Aufgabe herantritt, wird aber zuerst prüfen müssen, ob sich diese verwirrende Formenfülle nicht schon von Natur aus in gewisse größere Gruppen ordnet, derart, daß eine solche Formengruppe einem Zeitraum verhältnismäßiger Ruhe und Konstanz der Verhältnisse entspräche. Voraussetzung dafür, daß ein solcher Versuch zu einem Resultat führen kann, ist, daß die formenden Kräfte so lange Zeit annähernd konstant blieben, daß sich ein ungefähr stationärer Zustand einstellen konnte und dann jedesmal der Uebergang in die nächste relative Ruhelage so schnell erfolgte, daß die schwer deutbaren Uebergangsformen nicht die „Dauerformen“ verwischen. Es scheint, daß diese Vorbedingung in genügendem Ausmaß erfüllt ist. Ein altes Niveau derart genau durchzuverfolgen und zu analysieren, wie zum Beispiel einen rezenten Flußlauf, ist meistens nicht möglich; denn es stellen sich — um einen Terminus der Kristallographie zu adoptieren — „Vizinalniveaus“ in geringem Abstand bald oben, bald unten in wechselnder Zahl ein, so daß in kurzer Strecke die Unsicherheit der Auswahl die angestrebte Genauigkeit illusorisch macht. Andererseits aber, wenn man alle Relikte nach Häufigkeit und Gewicht (d. i. meistens wohl Ausdehnung und stärkere Ausarbeitung) in Rechnung stellt, ergeben sich ziemlich gut abgegrenzte Gruppen, innerhalb welcher Erosionsbasis und -bedingungen

sich nicht allzustark verändert haben können. Die sich daraus ergebenden Mittelwerte dürfen wir unbedenklich als Charakteristikum der betreffenden Periode ansehen (die somit einem Erosionszyklus Davis äquivalent wäre), wenn sie vielleicht auch nie in ganzem Umfang realisiert waren. Daß der Kernpunkt des Gedankens die Mittelwertbildung ist, hat den Vorteil, daß die Zufälligkeiten in Ausbildung und Erhaltung, sowie sogar einzelne Beobachtungsfehler (etwa in Unsicherheit der Abgrenzung begründet) automatisch eliminiert werden. Nachteilig ist die geringere Genauigkeit der Ziffern, doch ist dies einer irrigen Selbstsicherheit noch weit vorzuziehen. In Südwesttirol sind nun — wie mir nach ziemlich eingehenden Studien, auf die aber ausführlich einzugehen den Rahmen dieses Aufsatzes weit überschreiten würde, als recht sicher erscheint — fast überall deutlich drei Hauptniveaugruppen zu unterscheiden: eine höchste (älteste) — eine mittlere — eine tiefste, von welcher letzteren man die allerjüngsten, die sozusagen rezente, deren Bildung noch unter unseren Augen vor sich geht, als Untergruppe abtrennen könnte.

Im Gaverdinagebirge wird die höchste Niveaugruppe durch das Gipfelniveau repräsentiert, dessen Gleichförmigkeit man aus der Karte leicht ablesen kann, das aber auch von jedem günstigen Aussichtspunkt der Umgebung sofort ins Auge fällt⁴⁵⁾. Das Niveau der alten Gipfelflächen kennzeichnet sich auch überall durch Rundung (konvexe Formen), tiefgreifende Verwitterung, als Austrittsniveau alter Wasseradern (Höhlen kann man diese kleinen Spaltenauswaschungen, wie sie z. B. im Grenzdolomit der Doss della Torta-gruppe vorkommen, noch nicht nennen) und ähnliches und wird gegen unten durch einen scharfen Gefällsbruch (den ersten vom Gipfel weg) abgegrenzt. Höhenlage im Norden (um den Mte. Gaverdina) 1900 bis 2100 *m*, im Süden (um C. d'Oro) 1700—1900 *m*.

Der mittleren Niveaugruppe, dem *Trat-Niveau* (nach Bocca di *Trat*, 1581 *m* Pl.⁴⁶⁾) gehört die Mehrzahl der großen Rückfallkuppen an, auf welche die tiefeinschneidende spätere Erosion die ursprünglichen Terrassen reduziert hat: Auf der Ostseite: Mte. di *Coi* 1427 *m*, der obere Teil des *S. Martinorückens* zwischen *Dozzo dei Fiori* 1519 *m* und *Kote* 1369 *m*, der *Mte. Tovaccio* 1502 *m*, *Mte. Leone* 1338 *m*, *Kote* 1534 und 1318 südöstlich unter der *Coporna* und wohl auch die Hochflächen um *Mga. Favrio* in ca. 1500 *m*. Eine Aufteilung dieser Zeugen auf zwei oder mehr Niveaus möchte ich vorläufig noch nicht vornehmen, da die Frage nach dem Sinne des Gefälles (ob einheitlich südwärts, ob *Ballino* auch damals *Wasserscheide* u. ä.) noch nicht genügend geklärt ist und zufolge der in der Einleitung skizzierten Grundsätze nicht nach den Zufälligkeiten des lokalen Befundes, sondern nur durch Vergleichung in weiterem Umkreis entschieden werden sollte. Höhenlage der Niveaugruppe also 1300—1500 *m*, Trennung von beiden Nachbargruppen deutlich ausgesprochen, weil dieser einzige Streifen lebhafter gegliederten Terrains oben und unten von Steilhängen eingefast wird. Im *Conceital* kann man dagegen ein Ansteigen von S gegen N gelten lassen und eine Trennung vornehmen: obere Terrasse: *Cocca* 1402 *m*, *Tomeabrusporn* K. 1466 *m*, *La Rocca* 1475 *m*, *Kote* 1529 *m* westlich

vom Toffino, Dosso Lumar 1629 *m*, Midela 1707 *m*; untere Terrasse durchschnittlich 200 *m* tiefer, trifft auf die Talstufe der Mga. Gui 1441 *m*.

Die tiefste Niveaugruppe können wir — wegen der vollständigeren Erhaltung — sofort weiter gliedern und unterscheiden: die beiden Ballino-Niveaus: Das obere: 1050 *m* Schutt- und 1024 *m* Scaglia-Terrasse NW von Ballino, K. 1060 mit nach S. sich fortsetzender Terrasse, westlich überm Tennosee, Mte. S. Martino 1079 *m*, Talstufe der Mga. Grassi 1056 *m*; das untere: Mittelrücken östlich von Ballino (K. 799 — Castil 799 — K. 810), tiefere Felsterrasse westlich von Tennosee ca. 750 *m*, Felskopf 755 südlich Pranzo, Tombogipfelrücken (K. 778 — Δ 841 — K. 766 — K. 763 auf $\frac{3}{4}$ *km* Länge); die beiden Campi-Niveaus: Campi Felskopf der Kirche 672 *m* und unterhalb Campi in ca. 600 *m*, Magnoneausgang zwei Schuttterrassen, in denen aber Zeugen von anstehenden Felsterrassen (Oberer Jura und Scaglia) durchstechen, in ca. 600 und 560 *m*, Terrassen der Ville del Monte (Calvola 622 *m*, S. Antonio 549 *m*), nördlich vom Tennosee Felskopf 686 *m* und Felsterrassenaufschluß in der Straße bei 646 *m*. (Mit diesen wäre im Norden jenseits der Wasserscheide wohl der Boden von Fivè in ca. 640 *m* zu parallelisieren). Als unterstes Niveau folgt der Talboden von Tenno (367 *m* und 398 *m*) und dann das heutige Bachniveau, welches letzteres aber noch gar nicht als bleibendes betrachtet werden kann, indem die Bäche durch Klammern und Wasserfälle (Varone-Fall!) dem bedeutend tieferen Vorflutniveau von Arco—Riva zustreben. Die unterste Niveaugruppe erscheint hier weiter auseinandergezogen und daher deutlicher gegliedert, als man es sonst im SW-Tirol antrifft, da sie in den Haupttälern sonst einen nur wenig größeren vertikalen Spielraum als eine der anderen Hauptgruppen, das heißt ca. 300—400 *m* beansprucht. Der Grund hierfür ist die Nähe des gerade hier sich sehr schnell vertiefenden Haupttals; ob dabei glaziale Uebertiefung mitgewirkt hat, mag dahingestellt bleiben.

Ein in gewissem Grade fremdes Formenelement stellen die anzutreffenden kleinen Kare vor, da ihre Erosionsbasis die Schneelinie ist, nicht aber irgendeine in der angetroffenen Oberflächenform bestimmte Vorflut. Daß diese kleinen Mulden wirkliche Glazialbildungen sind, beweist außer der bei einigen typisch erhaltenen Form der Umrandung, daß sie nur bei vorherrschender Nordexposition zu treffen sind, die südlich und südwestlich zum Conceital abfallenden Hänge zeigen keine Andeutung solcher Einmuldungen. Das schönste ist das kleine Kar an der NO-Seite des Toffino (2153 *m*) mit dem Karboden bei Mga. Tenera 1808 *m*; weniger gut ausgebildet das an der NO-Seite des Doss della Torta (2151 *m*) Karboden bei K. 1915 (ob der Boden der Mga. Nardiso 1783 *m* eine tiefere Stufe davon vorstellt, ist etwas zweifelhaft). Deutlicher ist das folgende, das zwischen K. 2156 und Corone 2109 nach N abfällt mit zwei Karstufen in 1950 *m* und 1829 *m* und das kleine Kar an der NW-Seite des Mte. Gaverdina (2047 *m*), Karboden 1839 *m*. Die Karböden liegen alle also in ca. 1800—1900 *m*. Ob man daraus aber ohne weiteres die damalige Schneelinie ableiten darf, ist noch zweifelhaft; denn in gewissem Grade sind diese

Kare auch heute, trotzdem die Schneelinie zweifellos viel höher liegen müßte, noch aktiv, indem sie den größten Teil des Jahres von Lawinenschneemassen erfüllt bleiben. Dadurch wird die Glazialform erhalten, vielleicht sogar weitergebildet. Durch die Lösungserosion des Schmelzwassers auf dem stets nassen Karboden, die abfallenden Steine gleiten übers Schneefeld hinaus oder werden von der nächsten Lawine ausgefegt und am Karriegel zu einer Pseudomoräne aufgehäuft, weswegen man über zugehörige Lokalmoränen nichts sicheres sagen kann.

Auch die Randmoränen der Hauptgletscher sind der Form nach nicht mehr zu erkennen, wohl aber an der Verbreitung des kristallinen Erratikums. Solches findet sich noch reichlich auf dem oberen Ballinoniveau (aber nicht höher): Terrasse NW von Ballino, Sattel westlich K. 1060, knapp unterhalb Mga. Grassi, Straße in V. Mera (südlich Campi) in 1020 m. Somit obere Grenze 1020—1050 m. Reichlich Erratikum findet sich ferner auf dem Mittelrücken östlich Ballino, bei Campi—Parisi—Villa Martini, auf Tombio-Nord- und Westhang. Die Gesteine stammen alle aus dem Kristallin der V. Rendena. An erster Stelle nach Häufigkeit und Größe der Blöcke steht der Tonalit (und zwar vom Presanellatyp), dann folgen in weitem Abstand Quarzporphyr und Grödnersandstein — Quarzphyllit — basische Eruptivgesteine. Am Tombio-Nordhang fiel mir auf, daß der Tonalit etwas schwächer vertreten ist als sonst⁴⁷⁾.

Daß die obere Grenze des Erraticum (eventuell auch tieferliegende Häufigkeitsmaxima, entsprechend einem Rückzugsstadium) an präexistierende Erosionsterrassen geknüpft scheinen, ist auch anderwärts zu beobachten und erklärt sich ganz ungezwungen. Solange der Gletscher im Trog bleibt, ist die Vertikalschwankung der Zu- und Abnahme des Eises ziemlich proportional, sobald er über die Terrassenkante steigt und ins „Inundationsgebiet“⁴⁸⁾ austritt, bewirkt der Eisnachschiebung zunächst eine Verbreiterung. Außerordentliche Zuwächse ausgenommen, wird er nicht viel höher steigen können. Daß dadurch die Gletschererosion mit der präexistierenden Talgliederung in Zusammenhang steht, wäre bei theoretischen Studien wohl auch zu beachten. Als spezielle Folgerung ergibt sich, daß die beiden Ballinoniveaus und wahrscheinlich auch noch das obere Campiniveau bereits vor der letzten Eiszeit ausgearbeitet waren.

Die sonstigen Schuttablagerungen sind sämtlich sehr jung. Alte Schuttgebilde, welche, wie die der Brentagruppe⁴⁹⁾ etwa den mittleren Niveaus zu koordinieren wären, sind hier nicht zu finden. Erst die beiden Ballino- und Campiniveaus zeigen beträchtliche Aufschüttungsterrassen, die Hauptmasse des Schuttes gehört den ganz jungen Schutthalden und Wildbachkegeln an (hervorzuheben der gewaltige Schuttkegel des Trte. Magnone, der den Tennosee aufstaut⁵⁰⁾). Zu bemerken ist, daß Gehängeschuttbreccien, die ja gelegentlich überall vorkommen können, häufig nur in der Nähe alter Terrassenniveaus anzutreffen sind, so südlich von Mga. Grassi und in der Gegend Campi—Bondanze. Als wirtschaftlich wertvoll ist noch das Torflager auf der oben erwähnten Terrasse von Fivè zu erwähnen.

Die großen Züge der Oberfläche, wie die Talniveaus und ähnliche, sind (besonders unter alpinen Verhältnissen) vom Gesteinsmaterial ziemlich unabhängig, bestimmend ist dessen Widerstandsfähigkeit nur für die Kleinformen. Haupt- und Grenzdolomit sind schroff, vielfach nackter Fels, bilden Wände und zerzackte Gipfelgrate, zwischen beiden das flachere, durch kleine Felsstufen gegliederte Band der Rhätmergel. Die Liasplattenkalke bilden lange, gleichförmige, aber recht steile Hänge, die bis zum Gipfelgrat hinauf begrünt sind⁵¹⁾. Gipfelformen des Lias: scharfe Gratschneide (Toffino) und regelmäßige Pyramide (Mte. Gaverdina—Costone—Spadolone), selten Kuppe (Pari). Die harten Bänke der Rhynchonellenschichten, sowie insbesondere die der Majolikabasis⁵²⁾ treten als Felsstufen und Wandeln aus der gleichmäßigen Gehängeflucht heraus. Gipfel aus Majolika (Umgebung der Cadria) sind schroffer und felsiger als die regelmäßigen Pyramiden des Lias. Scaglia und Eocän sind nur wenig verbreitet, meist im Tal unter Schutt vergraben.

Als wasserundurchlässig können von allen Gesteinen nur Eocän-Scaglia (Aptychenschiefer?) und Rhätmergel gelten. Der Lias ist, trotz gelegentlich hohen Tongehaltes, weil stark geklüftet, überall vollkommen durchlässig. Nach dem Gebirgsbau wird der überschobene Scagliazug Fivè—Ballino—Trat zum hauptsächlichsten Quellhorizont. Offenfließendes Wasser erscheint daher meistens erst tief unten, und versinkt bald wieder in den Kalkschuttmassen.

Nicht übersehen darf man den Einfluß, welchen die Erosion durch die Grundlawinen auf die Oberflächenbildung der Gaverdina hat. Der Schneefall ist entsprechend der gegen Ebene (und Gardasee) vorgeschobenen Lage sehr reichlich. Die doch ziemlich große Wärme (relativ niedrig, Süden) begünstigt die Lawinenbildung und im Frühjahr sind weite Strecken, wie z. B. der ganze obere Conceitalschluß, einheitliche Grundlawinengebiete, wo bald da, bald dort die Schneelast ganzer Bergflanken zur Tiefe bricht, alle Unebenheiten und lockeren Materialien abkehrend. Die Eigenheit des Klimas kann nun mit sich bringen, daß manchmal schon im Februar die Hänge reingefegt sind, worauf im Frühjahr gewöhnlich sehr starker Schneefall eintritt (ich sah zu Ostern 1917 auf Bocca Ussol in zwei Tagen einen Wächtenklotz von 10 m Dicke entstehen) und im April-Mai eine neue stärkere Grundlawinenperiode einsetzt. Die ideale Erosionsform der Grundlawine ist offenbar der ungliederte Hang von konstantem Gefälle, in kleineren Verhältnissen eine gleichbreite, wenig verzweigte Rinne von konstantem Gefäll im Gegensatz zum baumartig verästelten, gegen unten ausflachenden Runsensystem des fließenden Wassers. Daß die Lawinen mit dem rinnenden Wasser an Stärke der Erosion wetteifern können, bedingt, daß die Gaverdina in der Hochregion lange, wenig gegliederte Hänge von gleichem Gefälle zeigt, mindestens in ebensolchem Grade wie der Gesteinscharakter, der ja dieser Entwicklung förderlich ist. Auch sonst sind übrigens im Hochgebirge ähnliche Erosionsformen nicht selten und wäre die Mühe wert zu untersuchen, ob nicht auch dort der gleiche Erosionsfaktor, die Grundlawinen, eine wichtige Rolle spielen.

Anmerkungen und Literaturverzeichnis.

1. Benecke E. W., Ueber Trias und Jura in den Südalpen. München 1866.
2. Bis 1883 erschienen weitere vier wichtige Arbeiten:

T. Nelson Dale, A study of the Rhaetic strata of the Val di Ledro in the Southern Tyrol. Paterson 1876.

Lepsius R., Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

Bittner A., Ueber die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 219 - 370.

— — Nachträge zum Bericht über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. geol. R.-A. 1883, S. 405 - 442.
3. Trener in Verh. geol. R.-A. 1909, S. 162 ff.
4. Die von Otto Haas beschriebene „Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol“ in Beitr. zur Paläont. u. Geol. Oesterr.-Ung. und des Orientes, Bd. XXV und XXVI, 1912—13 stammt vom Lomason östlich der Ballinofurche, also, wie im folgenden mehrfach zu erörtern sein wird, sozusagen aus einer ganz andern Welt.
5. Im folgenden sollen Ortsangaben und Höhenziffern aus der Spezialkarte mit beige-setzten Sp.-K., aus dem Plan 1:25.000 mit Pl., aus Bittners Karte und Text mit B. bezeichnet werden.
6. In Profil X. ist aus Versehen die Ziffer 1571 eingesetzt. Es handelt sich dort um den Ostgipfel der Rocchetta \triangle 1527.
7. Bittners Angabe (l. c. S. 336), daß der Lias des Toffinokammes steil NW falle, beruht wahrscheinlich auf Beobachtungen im Rio Secco-Tobel, über die im tektonischen Teil zu sprechen sein wird, und ist in dieser Verallgemeinerung unrichtig. Nur an wenigen Stellen und jedesmal nur auf kurze Strecke mißt man 45° bis 50° Fallen.
8. Mächtigkeit nicht ganz genau berechenbar, da das Streichen sehr spitz zur Kammlinie (durchschnittlich NNO) läuft und an den Scharten nördlich und südlich der Rodola sowie an der zweiten Scharte südlich vom Mte. Gaverdina, südlich der Kuppe 2067 kleine Störungen der Kammqueren. Der angegebene Spielraum sollte wohl genügen.
9. Darüber, daß der Hornsteinplattenkalk des vom Doss della Torta östlich absinkenden kurzen Seitengrates eine gesonderte Schuppe bildet, mehr im tektonischen. Auf dem Hauptgrat merkt man knapp unter der Megalodontenbank und weiter knapp vor Scharte 2001 einigemal tektonische Zerrüttung des Gesteines.
10. Die Mächtigkeit der Hornsteinserie ist möglicherweise tektonisch übertrieben: kleine Fältelungen sind sicher vorhanden. Als Fallen maß ich von N ab beginnend: 20° NW, 45° NNW, 55° NW, 30° NW, auch in den folgenden Rhynchonellenschichten trifft man einige kleinere Strecken mit steilerem Fallen als 30° NW.
11. Die Kristalle dürften Echinodermenzerreißel, die schwarzen Punkte, die rostig herauswittern, schwarzer Mergelkalk die spärlichen grauen Hornsteinfragmente sein.
12. Man vergleiche die Ansicht bei Lepsius S. 109, die zwar stark vereinfacht, in den großen Zügen aber vollkommen richtig ist. Es ist für Fernerstehende vielleicht nicht unnützlich, eine etwas überraschende Tatsache auszusprechen,

daß man im „Conchodusdolomit“ der Lombardei noch niemals einen Conchodus gefunden hat. Es ist diese Benennung eben einer der bei Stoppani gebräuchlichen Konfusionen zu verdanken, mit der er ebenso bedenkenlos wie Hauptdolomit und Esinokalk, den Grenzdolomit mit dem „sasso degli stampi“ zusammengeworfen hat. Letzterer ist aber eine etwa 10—15 m mächtige massige Bank mit Korallen und Megalodonten mitten in den Rhätmergeln und gut 300 m unterm „Conchodusdolomit“. Da dergestalt die von Stoppani eingeführte Bezeichnung als offensichtlicher Unsinn beseitigt werden muß, so sollte nach den Prioritätsregeln die von Bittner gewählte Bezeichnung „Grenzdolomit“ allgemein angenommen werden. Ganz einwandfrei ist diese allerdings auch nicht, da dieser Name bereits in der deutschen Trias im anderem Sinne verwendet wurde und ferner nach Kroneckers Funden in der Albenza (Zentralblatt f. Min., Geol. etc. 1910) es recht zweifelhaft ist, ob der „Grenzdolomit“ wirklich gerade eine „Grenze“ bedeutet.

13. Im Grenzdolomit nördlich von Doss della Torta sieht man häufig Hohlräume, die ausgewitterten Muschelschalen entsprochen haben könnten, allein diese sind immer derart von Kristallkrusten ausgefüllt, daß die Form ganz unkenntlich geworden ist.
14. Daß die Fazies der schwarzen Mergel eine linsenartige lokale Einlagerung sein könnte, also sich mit der Dolomitfazies verzahnen müßte, vermutet Bittner bereits, allerdings an anderer Stelle und mit Bezug auf die basalen Schichten des Rhät (l. c. S. 321).
15. Bittner, Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 330.
16. — Jahrb. geol. R.-A. 1883, S. 437.
17. — Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 333.
18. Zur Frage der Altersbestimmung der Domerofauna, vgl. Haas „Die Fauna des mittleren Lias von Ballino“. 1912/13.
19. Nicht ganz klar bin ich mir geworden, ob Bittner (l. c. S. 337) mit dem Ausdruck: „Diese Fossiliste (sc. von Lepsius) bin ich durch folgende Arten zu bereichern in der Lage“ meint, daß er die von Lepsius gegebene Liste geprüft hat und bestätigt. Sicherer wird man wohl gehen, wenn man sich allein an die von Bittner gesammelten und bestimmten Arten hält. Auch das Vorkommen von Norigliofauna, das auf Sammlungen von Bergrat Wolff, 1857, gestützt ist, möchte ich noch bis zu einer Nachprüfung in Schwebe lassen (l. c. S. 339/40).
20. Einen sehr bemerkenswerten Beitrag zu dieser Frage scheint die Arbeit von Renz „Ein Lias-Doggerprofil aus dem südlichen Tessin“, Athen 1913 zu liefern, von der ich allerdings nur durch ein Selbstreferat des Autors im Geolog. Zentralbl. Bd. 29/1, 1917, S. 24, Kenntnis erlangt habe.
21. Auch das variiert. Während ich von Pazzoria eine einzige vollständige doppelschalige Terebratel zustande bringen konnte und etwa die Hälfte der Rhynchonellen einklappig sind, meldet Bittner (l. c. S. 346) von der Glera eine Bank mit gut erhaltenen Terebrateln.
22. Entgegen der Vermutung Bittners (Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 347 oben).
23. Lepsius, S. 258, Bittner, S. 345.
24. Bittner (Jahrb. geol. R.-A. 1883, S. 437) hat diese „oberen Liasplattenknke“ als besonderes Glied der Serie ausgeschieden. An mehreren Stellen ist das ja gewiß möglich, aber gerade das oben angezogene Beispiel des Profils vom Altissimo scheint anzudeuten, daß man auf eine Gleichmäßigkeit in der Wechsellagerung von Hornsteinplattenkalk und Echinodermenbreccien hier nicht rechnen darf.

25. Material von dort, das ich seinerzeit aufgesammelt, steht mir leider augenblicklich nicht zur Verfügung. Soviel ich mich erinnern kann, scheint mir eine vollkommene Identität noch nicht ganz ausgemacht.
26. Vacek, Erläuterungen zum Blatt der geol. Sp.-K. Trient, S. 30/31. Ueber den Fundpunkt Palù dei Mughì vgl. Verh. geol. R.-A. 1917, S. 157. Anmerkung. Auch den ziemlich weitherzig einfach „Scaletta“ bezeichneten Fundpunkt konnte ich nicht genau feststellen, dafür fand ich aber die Brachio-podenschicht bei Castel Stenico und gegen Seo zu.
27. Vgl. Trener's Zusammenstellung in Verh. geol. R.-A. 1909, S. 173 ff.
28. Manche Autoren haben den Gebrauch, den jurassischen Anteil Majolika, den kretazischen Biancone zu nennen, was im Venetianischen, wo die „Majolika“ meist als weißer Knollenkalk ausgebildet ist, ganz gut angeht. Im Grunde ist Majolika doch jedenfalls eine petrographisch charakterisierende Bezeichnung, ist hier durch den ganzen Komplex hindurch typisch vertreten und wird auch von andern Autoren im Lombardischen (in dessen Faziesbereich wir doch offenbar sind) für den ganzen Komplex angewendet. Schließlich kann man für fast ganz schwarze Mergelkalke (die gerade oben in der zweifellosen Kreide vorkommen) doch nicht den Namen Biancone anwenden!
29. Das Vorkommen von schwärzlichen Mergelkalcken und -Schiefern in der Majolika habe ich bereits von einem anderen Punkt der Molveno-Gardasee-mulde angegeben (von Cavedago, Mitt. d. Wr. geol. Ges. 1913), und zwar liegen sie auch dort im Hangenden, allerdings handelt es sich um unvergleichlich geringere Mächtigkeiten. Mergelige Ausbildung der Grenzschichten zwischen Biancone und Scaglia ist mir übrigens auch aus der östlichen Valsugana (Gegend Primolano--Arsiè) bekannt. Im westlichen Judikarien (Cadria z. B.) habe ich keine Mergel gesehen.
30. Bittner (Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 347) trennt im Text (aber nicht in Karte und Profilen) oberjurassischen Diphyakalk und Biancone, nur auf die Analogie mit der Etschgegend. Die Ansicht betreffs des Alters ist wahrscheinlich ja richtig, aber vorläufig beim Fehlen von Fossilien nicht beweisbar. Diese Formationsgrenze dürfte aber keineswegs mit der oben angegebenen petrographischen Grenze zusammenfallen. Da auch diese wegen Uebergangs durch Wechsellagerung gar nicht scharf ausgeprägt ist und sehr schwer zu fixieren wäre, halte ich es für richtiger, vorläufig keine Trennung vorzunehmen.
31. Vacek, Erläuterungen zum Blatt Trient der geologischen Spezialkarte, S. 44
32. Trener, Ueber ein oberjurassisches Grundbreccienkonglomerat in Judikarien (Ballino) und die pseudoliassische Breccie des Mte. Agaro in Valsugana. Verh. geol. R.-A. 1909, S. 171 ff.
33. Ich folge in der Beschreibung vollständig den Notizen von meinem ersten Besuch im Jahre 1910, da ich sie 1917 zutreffend und fast erschöpfend befand. Vorgefaßte Meinung hätte 1910 höchstens der Verdacht auf tektonischen Ursprung sein können. Die Deutung als submarine Rutschung fand ich erst lang nach der an Ort und Stelle erfolgten Niederschrift.
34. Trener, l. c. S. 172 unten.
35. Allerdings darf man aus der Schuppenregion des S. Martino-Rückens nicht allzu vertrauensvoll stratigraphische Schlüsse ziehen. Zwar fehlt z. B. am Dosso dei Fiori zwischen Biancone und Aptychenschiefern das Konglomerat, allein dieser Kontakt ist zweifellos tektonisch beeinflußt. Auch das Vorkommen oder Fehlen der roten Schiefer ist in diesem Rücken sehr eigenartig.
36. Mit der Trener'schen Angabe „auch nördlich von Ballino, am Fuß des Mte. Lomason (S. 173 ff.) kann ich nichts rechtes anfangen. „Nördlich von

Ballino“ kommt man an den Fuß der Cogorna und nicht des Lomason, dessen Gipfel ja SO von Ballino liegt. Einen Sinn könnte nur haben östlich oder nordöstlich. Oestlich von Ballino kommt man schnell zu den vorerwähnten losen Blöcken. Aber ihr Anstehendes liegt in der strikt lombardischen Serie des Mittelrückens, keineswegs aber in „der oberjurassischen Serie in der normalen Ausbildung der Etschbucht“ (der Lomason stößt übrigens hier schon mit Lias an der Dislokation ab). Nordöstlich von Ballino, etwa gegen Mga. Favrio hinauf könnte ja Majolika und also auch Ballino-Konglomerat anstehen (obwohl Vacek gerade hier Scaglia unmittelbar über Tithon liegend kartiert), aber das ist doch nicht „am Fuße des Mte. Lomason“. Die nötige Aufklärung wird sich wohl bei Gelegenheit von Nachforschungen im Lomasongebiet finden.

37. Schwinner, Verh. geol. R. A. 1917, S. 160 und Anmerkung.
38. Mächtigkeit der Serie zwischen Majolika und den graubraunen Hornsteinen 15 m. Als Sonderbarkeit ist anzumerken, daß darin auch einige dünne Bänke weißer, späterer Kalke vorkommen.
39. Daß dies ungefähr die gleiche Zone ist, welche das Mesozoikum durch als Faziesgrenze kenntlich ist, also stets Regionen verschiedener physikalischer Bedingungen schied, ist eine schöne Illustration zu der bereits anderwärts (Verh. geol. R.-A. 1917, S. 155) ausgesprochenen Ansicht der kontinuierlichen Entwicklung der tektonischen Elemente. Die Judikarienzone war schon lange als tektonische Leitlinie angelegt und in gewissem Grade aktiv und ebendarm trat sie auch schließlich bei der Alpenfaltung als richtunggebendes Element in Erscheinung.
40. Vgl. Schwinner, Mitt. d. geol. Ges., Wien 1913, S. 222 und Verh. geol. R.-A. 1917, S. 160 und Anmerkung.
41. Was Trener in seiner graphischen Tabelle (Verh. geol. R.-A. 1909, S. 164) damit meint, daß er bei Judikarien hinzusetzt: „westliche Grenze der Scaglia“, ist nicht recht erfindlich. Da er S. 166 schreibt: „In der Gaverdinagruppe ist die typische Scaglia durch rote Kalkarme, mergelige Bildungen ersetzt“, scheint er wohl die extrem kalkige Ausbildung, etwa die der unteren Etsch, als Typ der Scaglia anzunehmen, was aber sowohl dem allgemeinen Gebrauch widerspricht, als auch dem klaren Wortlaut; denn nur sehr tonreiche Gesteine können mit Recht dem Habitus nach als „Scaglia“ benannt werden. (Vgl. die bekannten argille scagliose des Appennin.) Treners Angaben betreffend Scaglia sind übrigens unvollständig, die theoretische Schlußfolgerung auf einen „Parallelismus zwischen West und Ost“ daher unrichtig. Trener hat bei Fonzaso Sandsteine und Mergellagen in der Scaglia festgestellt und schließt flink auf „Abnahme des Kalkgehaltes in der östlichen Valsugana“. Aber in der Gegend von Primolano—Arsiè — die anscheinend auch in der östlichen Valsugana liegt — ist die Scaglia im größten Teil ihrer bedeutenden Mächtigkeit lichtfleischroter Kalk, der ganz so wie der typische Biancone in klingende Scherben zerfällt, also wahrscheinlich bedeutend weniger tonig ist, als etwa die Scaglia in der Umgebung von Trient. Auf dem Papier sieht der Parallelismus in der „Etschbucht“ sehr nett aus, die wirklichen Verhältnisse dürften aber nicht ganz so einfach sein.
42. Schwinner, Mitt. d. geol. Ges. in Wien 1912, S. 143 und Verh. geol. R.-A. 1917, S. 158.
43. Ganz im Gegensatz zu der von Trener, Verh. geol. R.-A. 1909, S. 163 geäußerten Ansicht hat eine solche Zusammenstellung nur dann Wert, wenn sie sich aufs engste den wirklich beobachteten Profilen anschließt. Kombiniert dürfen nur solche Profile miteinander werden, deren Zusammenhang ganz unverdächtig und deren Entfernung gering ist. Treners Versuch „für den Wechsel der Sedimentationsverhältnisse charakteristische Einzelzüge“ herauszugreifen und in drei große — ihrem Umfang nach nicht definierte, aber schon

bereits sehr abweichende Entwicklungen umfassende — Hauptgruppen kombiniert, in graphischer Darstellung einander gegenüberzustellen, konnte naturgemäß nur zur Veranschaulichung seiner theoretischen Ansichten dienen, aber nirgends eine adäquate Darstellung wirklich existierender Verhältnisse geben. Daß aber direkte Fehler und irreführende Angaben dabei unterlaufen sind, nur notdürftig durch die Unübersichtlichkeit der gewählten Darstellung verdeckt, wäre nicht notwendig gewesen. Betreffs Judikarien wurde bereits im Vorstehenden einiges korrigiert, über anderes wird andern Orts noch zu reden sein.

44. Schwinner, Mitt. d. geol. Ges. in Wien 1913.
45. Dieses Gipfelniveau ist sicher ein Relikt einer alten Verebnungsfläche, nicht etwa ein „oberes Gipfelniveau“ im Sinne Pencks; denn da wir ganz in der Nachbarschaft die um vieles höheren Gipfelscharen der Adamello- und Brenta-Gruppe antreffen, kann man nicht gut annehmen, daß in 2100 m Meereshöhe in der Gaverdina die zerstörenden Kräfte bereits so stark wären, daß sie jede weitere Erhöhung zu paralysieren im Stande gewesen wären.
46. Obwohl hier keineswegs ausführliche Beschreibung, sondern nur einige für jedes Niveau charakteristische Höhenziffern gegeben werden sollen, ist die Beschränkung auf die Angaben der Sp.-K. dennoch nicht möglich und muß auf die Ziffern des Plans gegriffen werden, die meistens auch in den beigegebenen Profilen zu finden sind.
47. Ueberraschenderweise fand ich auch in der steilen Lomasonwand bei K. 907 östlich von Castil einen großen Tonalitblock, was beweist, daß auch auf dem linken Ufer unseres Gletscherarms Adamelloeis war.
48. Das jedem Wiener wohlbekannte „Inundationsgebiet“ ist ein breiter Streifen der neben der Donau freigehalten und eingedämmt ist, um die Hochwasserwelle durch plötzliches Breiterwerden des Profils zu dämpfen.
49. Schwinner, Verh. geol. R.-A. 1912, S. 173. Habe seitdem übrigens noch bei Mga. Ben (V. d'Ambies) einen hierhergehörigen verkitteten Schuttkegel gefunden, der offensichtlich dem mittleren Niveau aufgesetzt ist.
50. Ob bei diesem See eventuell auch ein Felsriegel mitwirkt? Zu sehen ist im ganzen Damm nur der grobe Liasschutt des Wildbaches.
51. Interessant ist, wie scharf Kalk- und Kieselflora gegeneinander absetzen. Der Lias trägt die Blumen und Gräser der Alpwiese (viel Edelweiß — wenigstens gewesen), die Jurahornsteine, jedesmal genau an der Grenze beginnend, Alpenrosen, Heidelbeeren und ähnlichen Sträucher. Besonders schön am Altissimo.
52. Wie schon Bittner hervorhebt. Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 347 u. 348.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1918

Band/Volume: [1918](#)

Autor(en)/Author(s): Schwinner Robert

Artikel/Article: [Das Gebirge westlich von Ballino \(Südwest - Tirol\). \(Eine vorläufige Mitteilung\): I. Teil 149-178](#)