

1908.

(Mit F. E. Suess.) Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brüner Intrusivmasse. J. 1908, S. 247.

1909.

(Mit K. Hinterlechner.) Ueber Eruptivgesteine aus dem Eisengebirge in Böhmen. J. 1909, S. 127.

(Mit W. Hammer.) Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. J. 1909, S. 691.

1910.

(Mit C. F. Eichleiter.) Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1907—1909. J. 1910, S. 713.

Ueber die chemische Zusammensetzung einiger im Karawankentunnel erbohrten Wässer. Denkschriften der math.-naturw. Kl. der kais. Akademie der Wissenschaften, Bd. LXXII, S. 251.

(Mit K. Hinterlechner.) Ueber metamorphe Schiefer aus dem Eisengebirge in Böhmen. V. 1910, S. 337.

O. Hackl.

Eingesendete Mitteilung.

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

II. Teil.

IV. Tektonik.

Die Autorität Bittners als Aufnahmogeolog und Tektoniker ist mit Recht — wie heute mehr als je hervortritt — so groß, daß es ein großer Fehler wäre, an von ihm geäußerten Ansichten achtlos vorbeizugehen. Daher sollen als Einleitung seine Angaben über die Gaverdina kurz zusammengefaßt werden⁵³⁾:

„Im Durchschnitte des Gaverdinagebirges hat man es zunächst mit drei Längsschollen zu tun, d. h. mit drei Gebirgsabschnitten, welche durch longitudinale [d. i. NNO—SSW streichende] in ihrer Entstehung offenbar auf liegende Falten zurückführbare Störungslinien geschieden sind. Es sind dieses die Längsschollen des Mte. Gaverdina—Cadria—Givo, des Mte. Toffin—Vies [1696 Sp.-K., SO von der Cadria—Viesch, Bittner], des Mte. Pari“ (l. c. S. 360). Die herrschende Fallrichtung der Schichten ist als eine nach NW gerichtete zu bezeichnen. Als Zeichen der ursprünglich synklinalen Anlage der Schollen sind an den Längsstörungen, an denen „die höherliegenden Massen im NW auf die jüngsten Glieder der im SO anliegenden Nachbarscholle überschoben sind“ hie und da Reste des Mittelschenkels (steil aufgerichtet oder überkippt) erhalten. Weitere Faltenbildungen treten nur in der Scholle des Mte. Pari auf. (Vgl. l. c. S. 333 und 348.) Querbrüche durchsetzen das ganze Terrain [mit ca. O—W-Streichen] u. zw. „schneidet die eine Querstörung den ganzen Zug der Gaverdinahauptkette in der Linie Tiarno—Rangosattel—S. Lorenzo [bei Condino] ab, die zweite unterbricht diesen Zug weiter nördlich⁵⁴⁾ und verschiebt seine beiden westlichen Schollen um beträchtliche Strecken

(wohl mehr als 1000 Meter)“ [d. h. die südlichen Fortsetzungen der Cadria- und der Toffinoscholle sind gegenüber dem Nordteil gegen W verschoben]. Je nach den verschiedenen Kriterien könnte man die Querbrüche für älter, gleichalt oder jünger als die Längsfaltungen halten. „In allen diesen Fällen können aber wohl die Querbrüche ihrem Wesen nach Folgeerscheinungen der Faltung selbst sein, und alle jene graduellen Unterschiede lassen sich recht gut unter einen Gesichtspunkt bringen, wenn man sich vorstellt, daß in gewissen Studien der Faltenbildung, hier früher, dort später, durch Ungleichmäßigkeiten innerhalb der gefalteten Masse Querstörungen eintraten und daß man in den Querbrüchen wohl nur den Ausdruck von Erscheinungen zu sehen habe, die im wesentlichen als eine Beseitigung von der Faltenbildung selbst im Sinne des Streichens entgegengegangenen Hindernissen aufzufassen sein werden“ (l. c. S. 364). Bezüglich der Ballinolinie ist die Stellungnahme Bittners weniger bestimmt und nicht ganz einheitlich, indem sie einmal als Kniefalte (S. 335 oben, S. 353 mitte, S. 361 oben), ganz analog den übrigen Längsstörungen bezeichnet, anderseits als eine höchst eigentümliche, unregelmäßige Störungslinie von transversalem Charakter, zu deren beiden Seiten sehr verschiedenartige Gebirgsstücke aneinanderstoßen, beschrieben wird (S. 363).

Im Großen und Ganzen ist diese Beschreibung Bittners vollkommen richtig, weswegen wir uns auch bei der nunmehr anschließenden genaueren Besprechung an die dortselbst gegebene tektonische Gliederung halten werden.

1. Der Gaverdina-Cadriascholle Bittners gehört der ganze Grat von Altissimo bis südlich des Doss della Torta an. Den westlichen Teil dieser Scholle bildet die gegen Süden immer enger werdende Ob. Jura-Kreide-Synklinale, Altissimo—Cadria, der östliche Teil ist von kleineren Störungen abgesehen⁵⁵⁾, eine gleichmäßige mittelsteil (30°) gegen NW einfallende Schichtplatte. Zuzufolge dieser Schichtlage stößt im Osten die Basis des Schichtkomplexes, der Hauptdolomit der Cogorna an einer von N in die Ballinofurche hereinstreichenden Störung⁵⁶⁾ gegen Eocän und Scaglia im Talgrund. Diese wasserundurchlässigen Schichten müssen allerdings unter den ungeheuren Schuttmassen noch hoch am Hang gegen die Cogornawand hinaufsteigen; denn knapp unter deren Fuß trifft man in 1100 m eine, allerdings nicht ganzjährige Ueberfallquelle. Die Spur dieser Bewegungsfläche, wir wollen sie die Pazzorialinie nennen, wird erst sichtbar in der den Schutthang im Süden begrenzenden Felsrippe (mit der Rückfallkuppe 1318 m) zugleich aber weitere Komplikationen: die unterste Wandstufe ist Grenzdolomit, das normale Liegende der Toffinoscholle, der in wachsender Mächtigkeit entblößt über den Rio Secco weiterstreicht, die begrünzte Terrasse Liasplattenkalk, dessen normale Mächtigkeit bedeutend reduziert sein muß; denn bereits dort, wo von der oberen Ballinoterrasse ein Steiglein über die Rippe leitet (also in ca. 1050 m), ist die Basis der typischen Echinodermenbreccie der Rhynchonellenschichten, die in großer Mächtigkeit den ersten wilden Felskopf aufbaut. (Fallen 30° NNW), die Runse nördlich neben der Rippe hinauf trifft man in ihrem Hangenden wieder hellen Lias-

plattenkalk, nach kurzer nicht aufgeschlossener Strecke die braunen Hornsteine (mit 60° NNW-Fallen), knapp unter der Straße, die nach Mga. Nardiso führt, Reste der roten Aptychenschiefer, und an der Straße selbst den Hauptdolomit tektonisch stark zerrüttet. Die Schubfläche an der Unterseite des Hauptdolomits ist im folgendem Tobel ziemlich genau festzustellen und man sieht, daß sie in ihrer Verlängerung nach Norden ober dem kleinen Hauptdolomitkopf an der Straße durchschneidet, der somit als ein von der Basis der Hauptdolomitplatte abgeschürfter Spahn erscheint. Auf der nächsten Rippe (Rückfallkuppe 1534 Pl.) fehlen bereits die Hornsteine und an den Hauptdolomit grenzen die Rynchonellenschichten, mehrfach gefaltet und geschuppt, doch im großen steil unter ihn einschließend. Auch die Schubfläche muß hier, nach dem geringen Zurückspringen in der Runse, recht steil, beinahe parallel den unter sie einfallenden Bänken liegen. Weiterhin in den Abbrüchen unter Mga. Nardiso sieht man (anscheinend) Liasplattenkalk fast saiger gestellt⁵⁷⁾ den Zirkus umrunden und in dem kurzen Grat, der von Doss della Torta nordöstlich absinkt, trifft man typischen Kieselknollenkalk des Lias scheinbar im Liegenden der Rhätmergel. Die Fortsetzung ist wieder unsicher, die Hauptstörung quert den Grat in der Pazzoriascharte (2001 Pl.), wo die normalen Hangendhornsteine der Toffinoscholle gegen sie stoßen. Um die Sachlage zu klären, müßte man versuchen, die Steilwände unter Mga. Nardiso zu begehen, was mir damals leider nicht möglich war. Für Karte und Profile wurde die einfachste Erklärung verwendet, daß nämlich hier ein schmaler Schubsetzen aus Lias etc. zwischen Gaverdina- und Toffinoscholle elngeklemmt ist.

2. Auch die Toffinoscholle ist in der Hauptsache ein einheitlich 30° NW fallendes Schichtpaket; kleine Querbrüche können ja eventuell vorkommen, größere Störungen kaum. Ihre basale Begrenzung, die „Tratlinie“, ist bedeutend besser aufgeschlossen und zugänglich als die Pazzorialinie. Allerdings das nordwestliche keilförmige Ausspitzen der Toffinoscholle⁵⁸⁾ ist durch den Schutt völlig verdeckt, allein schon in der Quellbachrunse westlich von Ballino sehen wir ihren Grenzdolomit knapp neben der Scaglia des Talgrundes, ebenso wie am Ausgang der Rio Seccoschlucht (wo der Fußweg von Ballino bei K. 703 Pl. sie kreuzt). Von dort zieht ein schmaler Scagliastreifen über den Sattel westlich des Mte. Leone, und in der Runse zwischen Leone und Tovaccio (Qu. Sp.-K. = 1245 Pl.) ist der Kontakt aufgeschlossen. Ueber der Scaglia liegen hier noch 4—5 m Eocän, darin die typischen Sandkalke und knapp unter dem Grenzdolomit eine geringmächtige Reibungsbreccie. Die Schubfläche schneidet nun, stets von einem Scagliastreifen begleitet, im Sattel westlich des Tovaccio durch und kreuzt den Trte. Magnone dort, wo die Straße unter dem Felsen von 1332 Pl. (bereits Hauptdolomit, gegen die Schubfläche zu stark brecciös) auf das rechte Ufer übergeht und gewinnt, die unteren Straßenserpentinien vielfach querend, die Scharte westlich vom Dosso dei Fiori (1519 Pl.). Auf der Nordseite der Scharte scheint die Scaglia völlig ausgequetscht zu sein, gegen W zieht ein merklich breiter Streifen hinab zur Mga. dei Fiori und weiter zur Bocca di Trat.

3. Das nunmehr zu besprechende komplizierte Faltengebiet der Ballinofurche ist überhaupt schlecht und in der Gegend des Tennoees fast gar nicht aufgeschlossen. Wir werden den nördlichen und den südlichen Teil gesondert behandeln und dabei, um die Durchverfolgung der tektonischen Elemente zu erleichtern, dieselben beidemal mit dem gleichen Buchstaben versehen.

3. N. Die Ballinofurche nördlich des Tennoees.

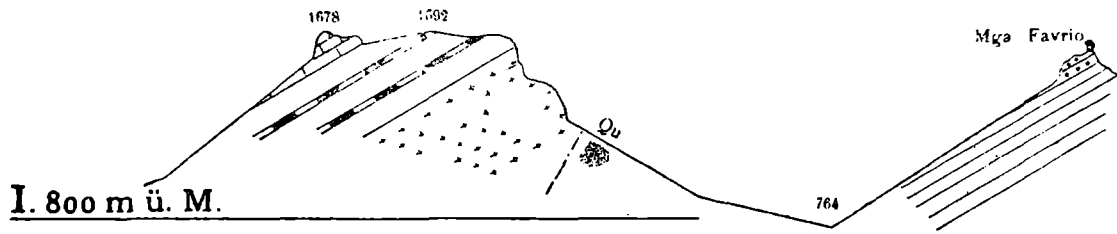
a) Die hohe Scagliaterrasse (1024 Pl.) nördlich von Ballino ist synklynal gebaut; denn auf der Höhe, knapp nördlich vom Kulminationspunkt mißt man 50° Ostfallen, unten an der Nardisostraße 30° NW-Fallen, beidemal in Majolika. Offenbar ist diese kleine nach S sich zuspitzende Synklinale der letzte Ausläufer der Trätüberschiebung, die somit auch als Synklinale aufzufassen ist.

A. In der Nähe der Trätlinie schießen die Schichten stets steil (60° und darüber) unter die Toffinoscholle ein, entfernt man sich von der Grenze gegen Osten, so trifft man bald flacheres (30° NW-) Fallen und nach größerer Entfernung flaches Ostfallen. Diese Randantiklinale Ballino—M. Leone—Tovaccio begleitet also die ganze Strecke der Trätlinie.

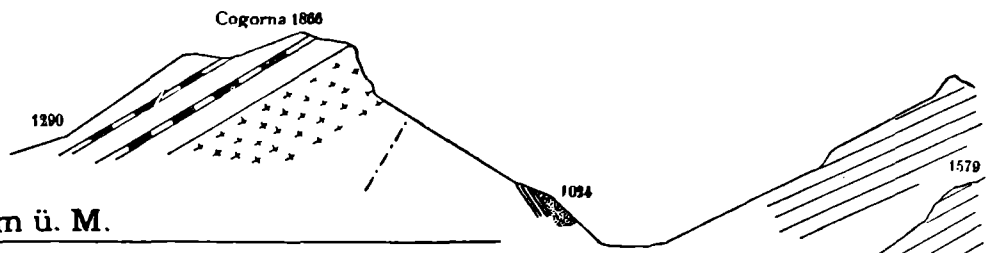
b) Ober dem Fahrweg, der von der Kirche in Ballino nach Osten auf das 800 m-Plateau von Castil hinaufführt, ist der Beginn einer Synklinale aufgeschlossen, indem von N her, den Hang herab eine Zunge Scaglia fast bis zum Fahrweg herabgreift. Die Fortsetzung liegt in der Majolikapartie im Winkel nordwestlich zwischen Straße und Rio Secco mit ihrer flach schüsselförmigen Anlage⁵⁹⁾, weiter nach Süden verbreitert sich die Synklinale und hebt sich mehr heraus (Majolikakappe von Rückfallkuppe 1060 m).

B. Antiklinale des Castilrückens, vom Ballinobach bereits zur Hälfte abgeschnitten, so daß am Fuß der Liaskern aufgeschlossen ist. Die Rückenlinie beherrschen von dem kleinen Tälchen (mit Qu., ca. 250 m NNW vom Haus) vor Castil bis zum Tennosee die Hornsteine und die Majolika des bereits östlich fallenden Ostflügels, nur zwischen Ballino und Rio Seccobrücke sind Teile des Westflügels erhalten.

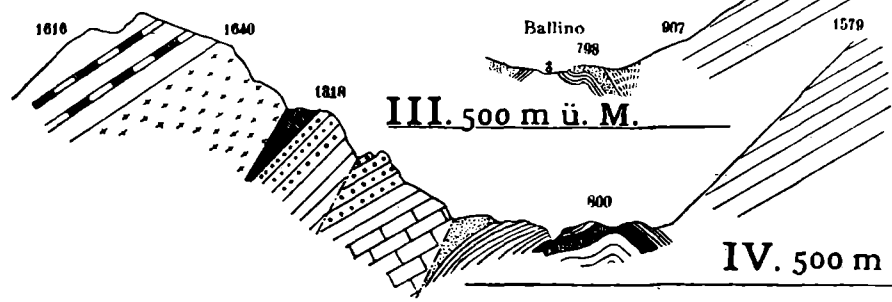
c) Die Lomasonrandsynklinale. Nördlich von Ballino legen sich Scaglia und Eocän normal mit 40° WNW-Fallen am Lomasonhang an. Dem Bergfuß südwärts folgend, trifft man etwas höher Eocän 60° SW fallend, das in die von N. aufs Castilplateau hinaufleitende Quellrunse hineinspitzt, und mit der Scaglia der Castilantiklinale in Berührung steht. Von da nach Süden ist der Kontakt zwischen Lomason und Ballinofalten nicht bloß undeutlich wie hier, sondern völlig überrollt. Sicher ist, daß die Plattenschüsse des Lomason verlängert gedacht, etwa deren Oberlias auf die Majolika des Castilrückens stoßen würde, und die Majolika, die bei Castil 30° — 40° , gegen den Tennosee steiler, bis 60° östlich fällt, sich unter den Lomason einzubohren scheint. Man hat den Eindruck, als ob die Ballinofurche auch von Osten, vom Lomason her, überschoben wäre⁶⁰⁾. In der nordöstlichen Bucht des Tennoees legt sich auf die steilostfallende Majolika Scaglia und Eocän und schließlich wieder Scaglia, alles stark verknetet, doch scheint das letzte Glied 50° NW zu fallen.



I. 800 m ü. M.















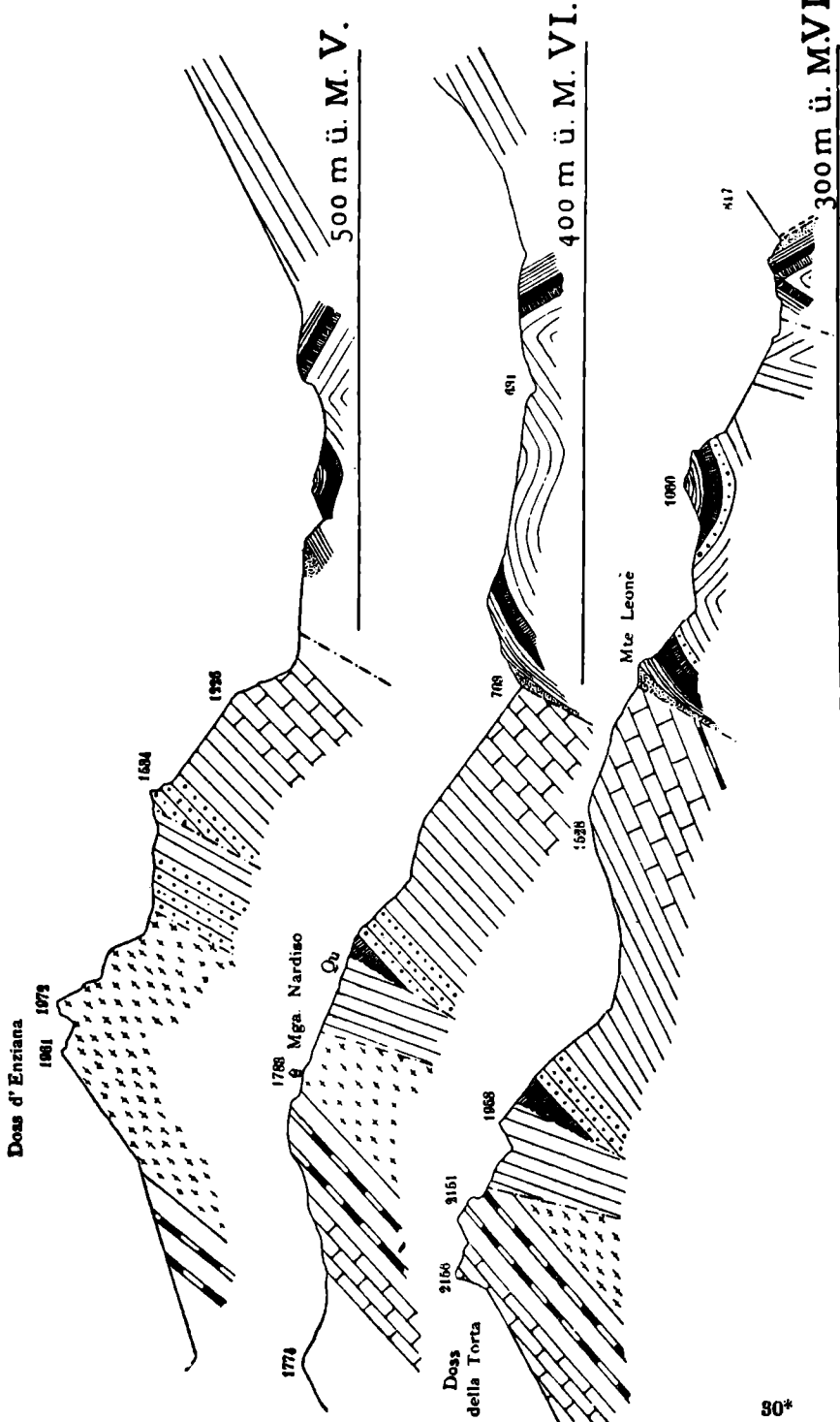
II. 800 m ü. M.

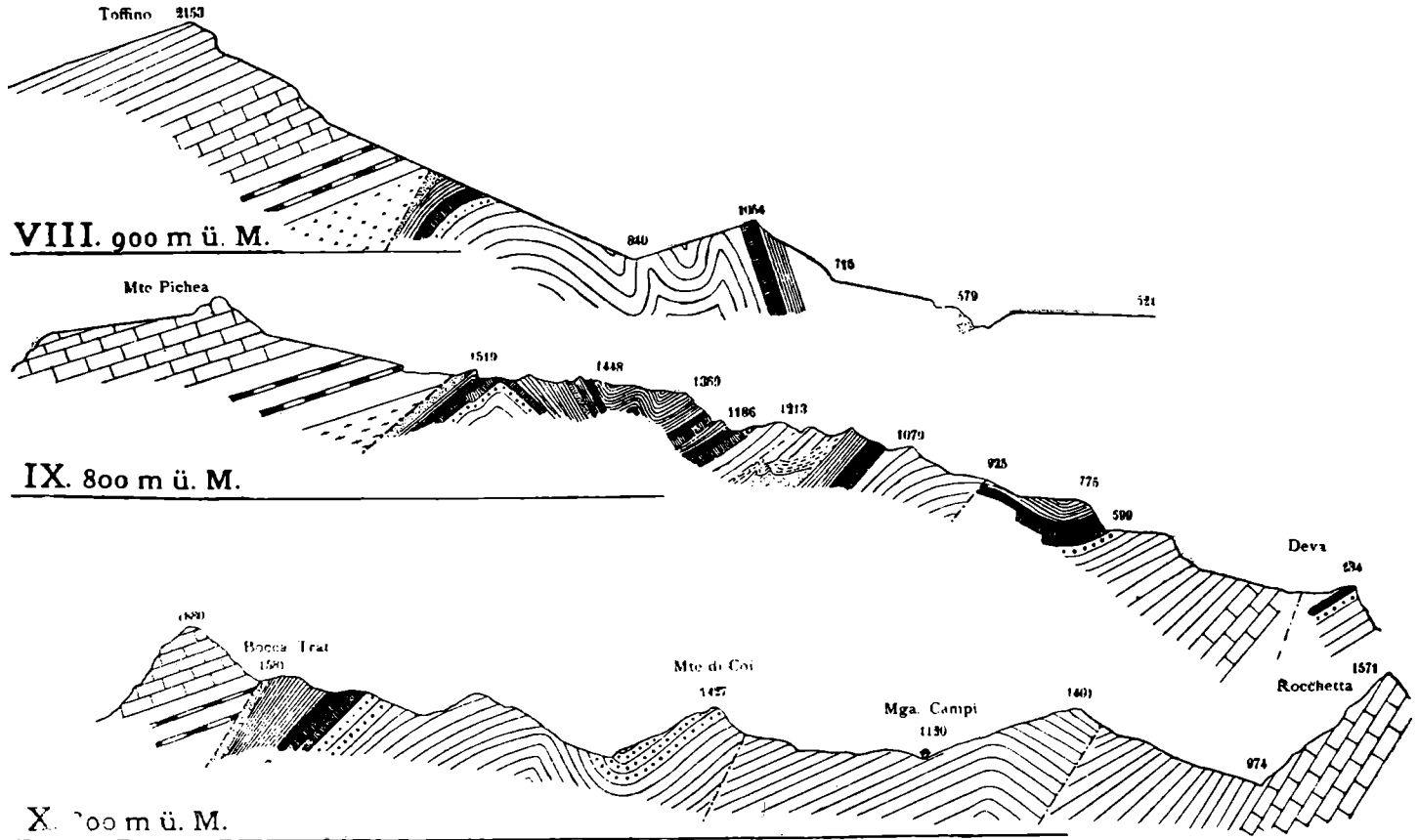


III. 500 m ü. M.

IV. 500 m ü. M.

-  Eocän
-  Scaglia
-  Majolika
-  rote } Hornsteine
-  braune } Ob. u. Mittl. Jura
-  Rhynchonellen-Sch.
-  Lias-Plattenkalk
-  Grenz-Dolomit
-  Contorta-Mergel
-  Haupt-Dolomit
-  weiss Schutt-Bedeckung
-  Dislokation





3. S. Die Ballinofarache südlich vom Tennesee.

a) Die **Tratüberschiebung** biegt, wie bereits beschrieben, am **Dosso dei Fiori** nach W um. Westlich von **Bocca di Trat** konnte ich meine Begehungen nicht ausdehnen. Nach **Bittner**⁶¹⁾ gabelt sie sich hier, und sowohl durch **Val Sorda**, als auch durch **Val da Vai** ziehen Störungen, von denen die eine in den „**Croina-Pallone-Bruch**“, die andere in den „**Querbruch Tiarno-S. Lorenzo**“ übergehen dürfte.

A. Die **Randantiklinale** ist am **Dosso dei Fiori** noch scharf und schmal entwickelt, die steil emporschießende **Majolika** legt sich am **Ostfuße** des Felskopfes mit kleinem aber scharfem **Hacken** auf die **Aptychenschiefer** des Kernes. Auf **Bocca di Trat** fällt nur mehr die **Scaglia** steil unter die **Ueberschiebung** ein, nicht weit südlich davon trifft man auf **flachliegende Majolika**, dagegen scheinen **Hornsteine** und **Lias** am **Capo di Curavai** wieder steiler aus der Tiefe von **V. Grassi** **heraufzutauchen**. Das entspricht wohl dem **vor erwähnten** kleinen **Spezialfältchen** von **Dosso dei Fiori**, da gegen S die **Antiklinale** sich überhaupt **verbreitert**, so daß wir ihren **Kern** wohl erst im **Savalberg** (1841 m Sp.-K.) zu suchen haben.

b) Der folgenden **Synklinale** muß wohl, trotz weitgehender **Auflösung** in **tektonische Kleinformen**, der höhere Teil des **S. Martinorückens** als **Ganzes** zugerechnet werden⁶²⁾. Im westlichen Teile, nahe am **Dosso dei Fiori**, scheinen **isoklinale** gegen **NW** aufspringende **Schuppen** vorhanden zu sein (**70° OSO** fallend), der östliche Teil zeigt als **Detailgliederung** gegen **SO** blickende **Kniefalten**. (Man mißt abwechselnd **30° WNW** und **70° OSO** Fallen). An der Basis der **Majolika** gegen den **Sattel 1186 Pl.** (nördlich von **1208 Sp.-K.**) steckt ein **losgerissener Majolikakeil** im **Oberjura**. Entsprechend dem **lebhaften Faltenwurf** des **Hangenden** sind die **Liasschichten** in der **Schlucht** des **Trte. Magnone** wild **verfältelt**, doch ist es bei der **starken Waldbedeckung** noch nicht gelungen, beides **Schritt für Schritt** in **Zusammenhang** zu bringen. **Hervorzuheben** ist die **starke Beteiligung** einer **nördlichen Fallkomponente** (auf große Strecken im **Talinnern** **35° NO**, am **Talausgang** **10—20° NW**-Fallen). Das entspricht vollkommen dem **Ansteigen** der **Faltenachsen** und **Breiterwerden** der **Falten** — das ja auch bei anderen **tektonischen Elementen** zu beobachten ist — gegen **Süden**, demzufolge in der **Fortsetzung**, der **Pari-Synklinale**⁶³⁾ erst **knapp am Gipfel** (**1991 m**) die **Rhynchonellen-schichten** anzutreffen sind.

B. Die **Liasschichten**, welche in der **Felswand** **nordwestlich vom Tennesee** (**Nordostsporn** der **Kuppe 1060**) noch **30° NW** fallen, richten sich **knapp darunter** an der **Straße** zu **60° W**-Fallen auf und weiter **südlich** an der **Straße** (bei **646 Pl.**) und **östlich** an der **Biegung** der **Bachschlucht** (**Klamm**) fällt der **Lias** **60° OSO**. Diese **kleine engepreßte Antiklinale** dürfte das erste **Anzeichen** einer in **das** von **Norden** **herstreichende Falten-system** neu sich **einschiebenden Antiklinale** (quasi ihre „**Wurzel**“) sein. Im **S. Martinorücken** hebt sich **östlich** vom **Sattel 1186 Pl.** die **Serie Hornsteinalias** bei **vorherrschend nordwestlichem Einfallen** ziemlich **regelmäßig** **heraus** (abgesehen von **kleinen Spezialfältchen**, wie z. B. bei **K. 1000 Pl.** eines im **Lias** der **Nordseite** **aufgeschlossen** ist) und die **Liaskuppe 1208 Sp.-K.** ist das **Aequivalent**

der vorerwähnten Antiklinale, welche somit hier bereits völlig überkippt ist und anscheinend ohne Mittelschenkel die Synklinale *c* überschiebt. Die Verbindung gegen N stellt der kleine Aufschluß von roten Aptychenschiefen am Magnoneausgang⁶⁴) her, welchen ich zum Hangenden von *B.* rechnen möchte. In Verbindung mit dem steil durch die Fiescowand herabkommenden Hornsteinzug stellt er einen schmal und tief eingreifenden Teilzipfel der Fiescosynklinale dar, welcher eben die neu einsetzende Antiklinale *B.* abtrennt. Der Versuch, die tektonischen Elemente im einzelnen nach Süden zu verfolgen, ist — wenigstens vorläufig — an der einförmigen Mächtigkeit des Lias gescheitert. Zwischen Mte. Pari und C. d'Oro kann man zwar mancherlei Spezialfalten beobachten, das Bild einer einheitlichen Antiklinale gewinnt man jedoch nicht. Nur in der Gegend von Selapa zeigen zwei den Kamm überquerende bedeutende Quetsch- und Zerrüttungszonen von größerem Ausmaß der Bewegung, und dort wird man wohl das Aequivalent unserer Falte suchen müssen.

c) Den am Beginn des vorstehenden Absatzes *B.* erwähnten steil Ost-fallenden Lias in der Ballinobachschlucht könnte man geneigt sein, als normales Liegendes zur Castilantiklinale zu rechnen, allein am NW-Gipfel des Tennoeses trifft man östlich der Wildbachmündung 50° WNW-fallende Majolikaplattenkalke, also den Ansatz einer neuen Synklinale. Rechnen wir die Scaglia an der Straßenserpentine NW von Pranzo (K. 579 Pl.) in ihr Hangendes, so führt die Fortsetzung direkt auf den Scagliaeocänzug, der von N her gegen 1208 und die Scharte östlich davon hinaufzieht. Der Gipfelfels von 1208 ist durch Schubflächen zerteilt, längs welcher Eocänspitzen keilförmig eindringen, die Scaglia folgt diesen Schuppen tiefer unten als Kern (sie erreicht zwischen K. 1000 Pl. und 893 Pl. nur einmal den Weg), auf den letzten Eocänstreifen folgt bei 893 Pl. ein grauer Hornsteinplattenkalk, der wohl Majolika sein muß, weil unter ihm mit 40° W-Fallen die Hornsteinliasserie anscheinend konkordant liegt. Die Fortsetzung der Synklinale ist wohl in den oben erwähnten Quetschzonen bei Selapa zu suchen, doch scheint die Intensität der Störung gegen SW wieder abzunehmen und das Maximum der Komplikation auf die Umbiegungsstelle am S. Martinorücken beschränkt zu sein; denn, wenn die Weiterentwicklung der Synklinale *c)* nur halbwegs den Erwartungen entspräche, welche das wilde tektonische Bild im Aufschluß an der Nordseite von 1208 erweckt, müßte es am C. d'Oro-Kamme ganz anders aussehen.

C. Daß die Castilantiklinale sich direkt fortsetzt, kann bezweifelt werden, da am Nordufer des Tennoeses die Schichten eher zu einem ellipsoidischen Abschluß zu konvergieren scheinen. Jedenfalls aber ist die Antiklinale Mte. S. Martino (1079 Pl.) — C. d'Oro⁶⁵) ihr Aequivalent im Profil.

d) Die nächste Synklinale entspricht ungefähr der Einsattelung zwischen S. Martinorücken und Tombio (836 Sp.-K.), welche der Straßenübergang Pranzo—Bondanze—Campi benützt. In dem Felskopf, auf dem die Kirche von Campi (607 m) steht, fällt der Lias 40—50° NO, nördlich ober dem W.-H. Bondanze treffen wir Hornsteine mit 60—70° NO-Fallen, auf welchen konkordant das Basalkonglomerat der

Majolika liegt, der Felskopf (775 m Pl.), der die Straßensperre dominiert, ist Majolika mit 60° NW-Fallen, die an der Straße von der 35° W fallenden Hornsteinserie unterteuft wird, und den Tombio-Nordgrat hinauf treffen wir Rhynchonellenschichten und Lias mit 35—40° NW-Fallen. Die Synklinale ist also hier bereits merklich spitz⁶⁶). Als Fortsetzung sind offenbar die etwa in der Mitte der Tombio-Nordflanke zu findenden Hornsteine anzusehen, welche fast saiger stehen und ca. NS streichen, und weiter eine Störungszone an der Ecke des Weges, der von Campi SSO nach V. Mera führt, indem von Campi bis zur Wegecke vor V. Mera 40° OSO-Fallen herrscht, jenseits der — wohl nur durch Infiltration in das zerrüttete Gestein — rötlich gefärbten Störungszone 45° WNW-Fallen folgt, welcher Fallwinkel sich gegen den Grenzdolomit der gegenüberliegenden Rocchettawand auf 60° NW steigert. Die Fortsetzung läuft über den Sattel zwischen C. d'Oro und Rocchetta nach V. Giumella⁶⁷).

D. Bezüglich der Tombio-Rocchetta-Antiklinale kann ich der Ansicht Bittners⁶⁸), der darin eine Kniefalte sehen will, für den Bereich, den ich begangen habe (Straße Pranzo—Varone) nicht beistimmen. Am oberen Rand des Tombioabbruches habe ich überall nur NW-Fallen gemessen (siehe oben) und die liegenden (Grenzdolomit)bänke dieses Schichtpaketes setzen sich quer über das Tal des Trte. Albola direkt in den nur wenig steileren Grenzdolomit der Rocchetta fort. Von der Straße Pranzo—Deva—Varone sieht man stets nur aus der Wand herausstechende Schichtköpfe, aber nirgends eine Antiklinalumbiegung, viel eher hat man den Eindruck gegen S oder SO auffahrender Schuppen. Die Verhältnisse am Gebirgsrand bei Riva habe ich nicht untersucht. Sollte dort eine Kniefalte festzustellen sein, so braucht dies für den nördlichen Teil noch immer nicht maßgebend zu sein. Denn es ist sehr wahrscheinlich, daß sich diese große Antiklinale in zwei (oder mehr) Schuppen wird auflösen lassen. Nimmt man nämlich die Grenzdolomitmasse von der Rocchetta bis zum Ponalefall⁶⁹) als einfache Schichtenfolge, so erhält man phantastische Mächtigkeiten des Grenzdolomites von weit über 1000 m, was sehr unwahrscheinlich ist. Der Anblick, den die Wände mit ihren Klüftungen und Rutschflächen bieten, ist mit der Vorstellung eines Schuppenbaues sehr gut zu vereinbaren. Schließlich wurde mir durch Herrn Hptm. Dr. Nass freundlichst Mitteilung von einem Ammonitenfund zwischen Rocchetta und Grotta Dazi gemacht, den man, vorbehaltlich der späteren Nachprüfung, am ehesten als Lias deuten möchte; Grenzdolomit oder tieferes wäre doch sehr unwahrscheinlich.

e) Die östliche Randsynklinale ist südlich vom Tennosee nirgends zusammenhängend aufgeschlossen. Die Straße Pranzo—Deva—Varone liegt fast in ihrer ganzen Erstreckung in der Schutthalde des Tombioabbruches, erst unten im Bach unter Tenno sieht man die mittelsteil gegen WSW fallenden Platten des Lomasonausläufers. Bei der Gebäudegruppe Deva (am Beginn der absteigenden Serpentina) trifft man als Hangendes dieser Schichtserie den fleischroten venezianischen ammonitico rosso⁷⁰) mit ca. WSW-Einfallen; hier unterteuft also die Schichtserie des östlichen Gebirgsabschnittes klar die Rocchettaantiklinale. Ein ähnliches Verhältnis wird man wohl auch

weiter gegen Riva hin annehmen dürfen und in den „Resten von Kreide“ (gegen die Varoneschlucht hin⁷¹), „Scaglia und Biancone am Ausgang der Campischlucht“⁷²) und „Liashornsteinplattenkalken bei Riva“⁷³) ein Analogon sehen zu dem Kreidestreifen, der das Westufer des Gardasees von Ustecchio (Grande Tremosine) ab begleitet⁷⁴). Die östliche Randsynklinale läuft somit in die früher „frattura della sponda occidentale“ genannte Ueberschiebung aus.

Als erstes Ergebnis der Detailbesprechung können wir festhalten, daß in fast allen wichtigen Punkten eine sachliche Uebereinstimmung mit der Bittner'schen Darstellung erzielt worden ist; die einzige größere Differenz betrifft, wie oben ausführlich besprochen, die Auffassung der Tombio-Rocchettaantiklinale (inkl. Synklinale *d*) und das ist im Verhältnis zum „tektonisch konkordanten Gebiet“ wirklich nicht viel. In der Ausdrucksweise allerdings werden wir von dem damals gebräuchlichen Schema, das die tektonischen Elemente einfach nach dem Streichen als „Längs“ oder „Quer“ klassifizierte, erheblich abweichen, indem die — übrigens von Bittner bereits angedeutete — Erkenntnis, daß dieselbe Bewegungsfläche, z. T. Längs-, z. T. Querstörung sein kann, wichtiger als das bequeme aber hölzerne Schema gelten muß.

Die betreffenden Verhältnisse wollen wir bei der am besten aufgeschlossenen Störung, der Tratlíne noch genauer betrachten. Allerdings auch bei dieser sind die immer noch wenigen genau fixierten Spurrpunkte, nur unter vereinfachenden Annahmen zureichend, ein Bild von ihrem räumlichen Verlauf zu geben, doch dürfte dieser Mangel nicht schwer ins Gewicht fallen, wenn, wie es höchstwahrscheinlich ist, die größeren Bewegungsflächen schon ihrer Natur nach einfache großzügige Formen zeigen. Der Teil der Tratlíne, der als „Längsstörung“ zu bezeichnen wäre, vom Rio Secco bis zum Dosso dei Fiori, streicht N 17° O und sein Einfallen gegen Westen muß, nach dem geringen Einspringen in den tiefen Runsen zu urteilen, recht steil (60° oder mehr) sein. Die „Querstörung“ vom Dosso dei Fiori zur Bocca di Trat streicht O 13° N, die Spur springt in dem tiefen Einriß unter Mga. dei Fiori ebenfalls nur wenig gegen N vor, so daß ihr Fallen wohl auch 60° N beträgt. Die Spuren quer über den Dosso dei Fiori-Rücken aber, die mit aller wünschenswerten Genauigkeit bestimmbar sind, liegen so, daß sie einem ebenen Schnitt von 45° NW-Fallen entsprechen. Entweder die Schubfläche biegt brüsk um, beinahe eckig, um den ganzen Betrag der Schwenkung (d. i. genau 60° im Streichen) mit einem Ruck durchzuführen, oder sie biegt zwar in gleichmäßiger Kurve um, flacht dabei aber bedeutend aus. Wahrscheinlicher ist die erste Annahme, da wir bereits Beispiele⁷⁵) von solchen scharfen Ecken in den Flächen haben, welche die Verbindung der judikarischen mit der lombardischen Schar herstellen.

Welcher Art war nun die Bewegung an diesen schaufelförmig gekrümmten Verbindungsflächen? Für die Tratlíne ist es nicht gelungen, durch direkte Beobachtung von Harnischen mit Rutschstreifen u. ä. spezielle Anhaltspunkte zu gewinnen. Da beide Flügel vollkommen gleich gebaut sind, müssen wir wohl als wahrscheinlichste Annahme die tektonische Gleichwertig-

keit betrachten, das heißt eine Bewegung in der Diagonalen annehmen und das gibt bei der Trätüberschiebung eine Resultierende genau in NW—SO als Verschiebung des hangenden Elementes, der Toffinoscholle im Verhältnis zum Liegenden der Parischolle⁷⁶⁾. Die vertikale Verschiebungskomponente bringt Hauptdolomit auf Scaglia, beträgt also maximal 1800—2200 *m* Hebung der nordwestlichen Scholle relativ zur südöstlichen. Die Resultierende bildet nun mit den Schubflächen einen Winkel von 60° (und zwar der Annahme entsprechend, mit beiden den gleichen Winkel), daher beträgt die horizontale Verschiebungskomponente (parallel der Schubfläche) maximal 1000—1300 *m*⁷⁷⁾, und zwar erfolgt die Verschiebung des Hangenden in bezug auf das Liegende im judikarischen Ast von Nord nach Süd, im lombardischen von West nach Ost.

Es sind aber einige Anzeichen dafür vorhanden, daß die beiden Komponenten vielleicht nicht ganz gleich waren, sondern daß die ostwestliche das Uebergewicht hatte. Das wichtigste sind die von Bitner beschriebenen Schleppungen an den lombardischen Flügeln, insbesondere an dem merkwürdig eingeklemmten Jura-Kreidezug Rangosattel—S. Lorenzo (südlich Condino)⁷⁸⁾, welche hier in der judikarischen Schar kein Äquivalent finden. Auch die Detailgliederung der Parischolle (die wir allerdings nur z. T. genauer behandeln konnten), macht den Eindruck einer Schar subparalleler Falten, entstanden durch Schub aus WNW, welche dann durch das weitere westöstliche Vordringen der Toffinoscholle in der NO-Ecke weiter eng zusammengebündelt worden sind. Die auffallende Komplikation im S. Martino-Rücken, gerade von dem Knie der Toffinoscholle würde dadurch eine einfache Erklärung finden, daß zum Schluß der Bewegung wieder die N—S-Komponente die Oberhand gewann. Dadurch wurde ein ohnedem schon enggefaltetes Gebiet, das vom Knie, in den sich gegen NNO verschmälernden judikarischen Streifen hinüberzogen (darum das förmlich Pilzfalten-ähnliche Ueberquellen der Fiescosynklinale *b*), die Schuppung des Antiklinalkerns *B.*, die Spitzklemmung der Bondanzsynklinale *d*) usw.). Im Bewegungsbild würde dieser Zug bedeuten, daß, wenn auch das Gesamtergebnis an der Trätlinie eine relative Verschiebung genau in NW—SO gewesen sein mag, die Toffinoscholle dieses Ziel nicht auf geradem Wege erreicht, sondern in einem gegen NO etwas konvexen Bogen.

Das Ergebnis der Bewegungen vom Stile Trät ist die Zerlegung der Schichtmasse der Gaverdinagruppe in löffelförmige Schuppen, welche einander, jedesmal die nordwestliche die südöstliche übergreifen. Die Frage, ob der N—S- oder der W—O-Rand des Löffels eher entstanden, braucht uns nicht mehr zu sorgen. Dagegen ist eine gewisse Zeitdifferenz zwischen den einzelnen „Linien“ ganz gut möglich und die Anschauung die wahrscheinlichste, daß, wenigstens in unserem Bereiche, die nordöstlichste Schuppe zuerst abgetrennt worden ist. Erst als sie fast im vollen Ausmaß aufgeschoben worden war, war der übertragene Druck hinreichend angewachsen, um die nächstfolgende Scholle absprenge zu können, so daß die Parischolle mit ihrer lebhaften Gliederung das jüngste Gebilde wäre.

Ein Phänomen ganz anderer Größenordnung ist die östliche Randüberschiebung⁷⁹⁾. An all den Störungen innerhalb der Gaverdinagruppe stoßen Schichtkomplexe gleicher Fazies zusammen, welche vermutlich von der Dislokation gar nicht weit voneinander gelegen haben (Horizontalverschiebung zwischen zwei benachbarten Schollen etwa 1 *km*). Alle Schuppen zusammen bilden eine tektonische Einheit höherer Ordnung, es ist der vom Ostausläufer des großen Muffeto-antiklinalzuges gegen NO absinkende Mantel jüngerer Schichten, auch jetzt noch höchst „parautochthon“. An der Ballinolinie stoßen dagegen Gebirgsteile gegeneinander, deren Faziesdifferenz klar bekundet, daß sie sich ursprünglich recht fern gestanden haben. Diese Störung ist ein wesentliches Glied des Hauptphänomens der Tektonik von SW-Tirol, daß nämlich der Untergrund des Etschlandes gegenüber dem der Lombardei (diese als ruhend gedacht) sich einheitlich von Süd nach Nord verschoben hat und zwar um einen Betrag von der Größenordnung des heutigen Vorspringens der Kalkzone gegen Norden (das ist die Strecke Malè—Meran, ungefähr 50 *km*). Meiner Vorstellung nach — die ja vorläufig jeder nehmen oder lassen mag — folgen die Bewegungen des tiefsten Untergrundes — die eigentlichen Ursachen der Tektonik — den Gesetzen der Hydrodynamik, d. h. in unserem Falle die Störung setzt sich scharf gegen das Ruhende ab. Die mitteltiefen Erdschichten passen sich plastisch durch kontinuierliche Deformation einer Zone von gewisser Breite an. Die oberste Kruste wird über der plastisch verzerzten Zone diskontinuierlich deformiert. Die judikarische Schubflächenschar ist somit der Ausdruck der Anpassung der obersten Kruste an die zugrunde liegende „Blattverschiebung“, als welche Ampferers Unterströmung hier im Untergrund auftritt. Nehmen wir in einem W—O-Durchschnitt die Summe aller relativen Verschiebungen an den einzelnen Schubflächen, so muß diese (wenigstens südlich von Tonaleparallelkreis) konstant und gleich dem vorhin angegebenen Betrag der Gesamtverschiebung im Untergrund sein. Wo die Zone schmal, die Zahl der Schubflächen im Querschnitt gering ist, entfällt auf jede einzelne ein großer Teilbetrag und das scheint bei der Ballinolinie zuzutreffen. Dagegen sind jene judikarischen Bewegungsflächen, welche in lombardische umbiegen, nicht zu den Hauptelementen des judikarischen Systems zu zählen. Sie stehen im Ausmaß der Bewegung weit hinter den anderen zurück und sind nur sozusagen die Randwellen, welche der große Strom gegen das Ufer wirft.

Amerkungen und Literaturverzeichnis.

53. Vielleicht ist dies dem fernerstehenden nicht unerwünscht, da die vortreffliche Arbeit im Jahrb. geol. R.-A. 1891 nicht gerade leicht lesbar ist, insbesondere weil die meisten Angaben über Detailtektonik in den betreffenden Kapiteln der Stratigraphie stehen und die Zusammenfassung auf S. 359 ff. deren Kenntnis bereits voraussetzt.
54. Betreffend Croina—Pallone auch vgl. S. 309, betr. Trat. S. 333 und 348.
55. So stößt das Rhät des Cogornaplateaus gegen Hauptdolomit des Dosso d'Enzianagipfels, wodurch eine etwa NW-streichende Querstörung erkennt-

- lich wird, welche aber, da die Schichten am Dosso d'Enziana viel steiler fallen als an der Cogorna, gegen die Tiefen von V. Marza zu auslaufen dürfte. Ferner läßt sich das fossilführende Rhät des Doss della Torta-Gipfels nordwärts bis in den Karboden verfolgen, die streichende Verlängerung würde aber jenseits der Schutthalde in den Grenzdolomit des Zwischengipfels 1993 Pl. treffen. Die wirkliche Fortsetzung liegt unter dem auffällig überhängenden Felskopf ca. 150 m NW von Mga. Nardiso, wo ich auch wenigstens in losen Stücken die auffälligen Megalodontengesteine vom Doss della Torta wiederfand. Auch an dieser Querstörung liegt also der SO-Teil höher.
56. Ihre nördliche Fortsetzung läuft höchstwahrscheinlich über den Duronepaß. Vgl. Bittner, Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 303.
 57. Auf dies geht offenbar die von Bittner im Rio-Secco-Tobel gewonnene Ansicht zurück, daß die Liaskalke im Toffinokamm steil NW fallen (l. c. S. 336, Z. 11 von oben), während man am Grat durchschnittlich nur 30° mißt.
 58. Die von Bittner (Jahrb. geol. R.-A. 1881; S. 353/54) aufgeworfene Frage, ob ein Teil der Scaglia nördlich von Ballino zur Toffinoscholle zu rechnen ist, würde ich unbedenklich verneinen.
 59. Am Westrand dieser Majolikapartie 30° NO Fallen, am Ostrand, knapp ober der Straße 20° NW-Fallen, knapp östlich der Straße maß ich allerdings an einer Stelle am Kontakt Majolika-Aptychenschiefer 60° W-Fallen, also kleines gegen W blickendes Knie.
 60. Ein analoger Fall beiderseitiger Ueberschiebung bei Verengung der Mulde ist bei Ruine Belfort (zwischen Spormaggiore und Cavedago) von derselben Synklinallinie Nonsberg-Ballino bereits beschrieben worden (Schwinner, Mitt. geol. Ges., Wien 1913, S. 211).
 61. Bittner, Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 348 und 355.
 62. Schon Bittner (Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 335 oben) konstatierte eine im allgemeinen synklinale Lagerung der Gipfelmassen des Mte. Fiesco.
 63. Vgl. Bittner, l. c. S. 345 und 348.
 64. Vgl. Bittner, l. c. S. 349 und 353. Ob aber, wie Bittner meint, hier auch Biancone wirklich ansteht, wage ich bei dem unglaublich zerrütteten Zustand des Aufschlusses nicht bestimmt zu bejahen.
 95. Bittner, l. c. S. 333.
 66. Demgemäß ist die Rundung der Synklinale bei 775 in Profil IX zu korrigieren.
 67. Bittners Synklinale Prati di sotto (= Mga. Giumella) — S. Antonio, l. c. S. 333 und 363.
 68. Bittner, (l. c. S. 335, 353 und 361.) konnte offenbar die Strecke Campi - Pranzo nicht begehen und kam von ferne zu der Ansicht, daß die Oberjura-Kreideschichten dortselbst dem Oberlias des Tombio-Abbruches „angepreßt“ seien. (Vgl. hierzu oben d).
 69. — l. c. S. 322.
 70. Um die Skizze nicht zu sehr zu komplizieren, ist dieser kleine Aufschluß ebenfalls mit der Signatur des lombardischen Oberjura bezeichnet, wie übrigens auch der Lomason aus demselben Grund mit derselben wie der lombardische Lias.

71. Bittner, Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 353.
72. — Jahrb. geol. R.-A. 1883, S. 441.
73. — Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 335.
74. — Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 355.
75. Vgl. Schwinner. Verh. geol. R.-A. 1917, S. 156 und S. 161. Die Schwenkung beträgt bei Bandalors allerdings weniger, nämlich 45°.
76. Selbstverständlich handelt es sich bei allen solchen Angaben um relative Bewegungen, Bewegungen einer Scholle, bezogen auf die Lage der mit ihr zusammenstoßenden. Das ist auch das einzige, was die Verhältnisse zwischen beiden beeinflußt; ob eventuell beide auch gemeinsame Bewegungskomponenten bezüglich anderer tektonischer Elemente haben, bleibt dabei außer Betracht und ist auf ihre wechselseitige Einwirkung auch völlig ohne Einfluß.
77. Was Bittners Angabe ganz genau entspricht. Vgl. die Einleitung zu Kapitel IV.
78. Bittner, Jahrb. geol. R.-A. 1881, S. 355.
79. Bezüglich der Details, insbesondere der Doppelüberschiebung bei Ballino möchte ich die Beurteilung vorläufig noch in Schwebe lassen. Dieses sonderbare Ereignis mag vielleicht nur ein lokales Phänomen sein, das als solches ja unschwer zu erklären wäre. Möglicherweise gibt es aber eine Schar NW—SO streichender Bewegungsflächen, welche von Osten her in die judikarischen eindringen. Ueber diesen noch ganz problematischen Fall möchte ich aber erst durch neues Material zur Klarheit kommen.