

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 45 (1952)  
**Heft:** 1

**Artikel:** Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Bré und des M. San Salvatore bei Lugano  
**Autor:** Lehner, Peter  
**Kapitel:** [III]: Tektonik  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-161575>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 16.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

Die relative Hebung dieser Schwelle in Bezug auf den Generosotrog schätzt er auf ca. 2000 m.

P. LEUZINGER gibt uns 1926 die detaillierten Rhätprofile aus dem Gebiet der Luganerschwelle am M. Campo dei Fiori und der Val Cuvia.

J. VAN HOUTEN (1929) macht uns mit dem Liasbecken westlich der Val Cuvia bekannt. Im Gegensatz zum Generosobecken begann die Senkung dieses Gebietes erst mit der Liastransgression, hielt aber bis in den obern Lias an. An der Punta d'Arolo, am Lago Maggiore, transgrediert der mittlere Lias auf die Porphyre.

D. J. DOEGLAS (1930) versucht die Luganerlinie von Caprino bis Capolago als Überschiebungsfläche zu deuten. Nach seiner Ansicht ist der Lias des M. Generoso gegen SW auf die Porphyre aufgeschoben.

Nach L. VONDERSCHMITT (1937) ist diese vermeintliche Überschiebung bei Melano als Sackung zu deuten. Alle Beobachtungen an der Luganerlinie weisen auf eine durch relatives Absinken des Ostflügels bedingte Verwerfung.

L. U. DE SITTER (1939) nimmt an, dass der Lias des Generosobeckens gegen SW auf die Luganerschwelle überschoben sei. Die Luganer Hauptverwerfung setzt erst südlich Arogno ein und gewinnt gegen Norden rasch an Bedeutung.

Durch VONDERSCHMITT (1940) erfuhren die Ablagerungen von Arzo eine Neubearbeitung. Wie wir bereits erwähnt haben, bringt er diese Breccien mit Bruchzonen liasischen Alters in Beziehung.

Die Ansichten, welche R. STAUB (1951) in seinen „Gedanken zum Bau der Südalpen“ vertritt, sind in jeder Hinsicht revolutionär. Die ganze Generosomasse, von Mendrisio bis in die Val Solda, betrachtet er als eine eigene südalpine Decke, welche aus dem Raume südlich des M. San Giorgio gegen NE vorgestossen sei. Die Luganer Hauptverwerfung existiert nach seinem Erachten nicht und muss als Ausbiss einer Überschiebungslinie gedeutet werden. Der Ablagerungsraum der mächtigen Sedimente des Generosobeckens kommt nach dieser Interpretation südlich an die Luganerschwelle zu liegen. Es wird wohl kaum zu befürchten sein, dass mit dieser nur zu eleganten Lösung die wechselvolle Geschichte der Luganerlinie ein Ende gefunden hat.

Wir werden auf diese Probleme, soweit sie sich von unserem Untersuchungsgebiet aus beurteilen lassen, in welchem die Stirne der Generosodecke zu suchen wäre, im folgenden tektonischen Abschnitt zu sprechen kommen.

## TEKTONIK

### Einleitung

Die tektonische Lage des Gebietes der Denti della Vecchia haben wir in der allgemeinen Einleitung kurz skizziert (vgl. Fig. 11). Als tektonisch wichtige Grenzlinien lernten wir die M. Grona-Linie am Nordrand unseres Gebietes und die Luganerlinie am Westrand kennen. Das Sedimentgebiet südlich der M. Grona-Linie und östlich der Luganerlinie zeigt einen komplizierten Falten- und Schuppenbau. Die wichtigsten Strukturen dieses Gebietes sind knieförmige Falten, mit mehr oder weniger flachen Nordschenkeln und steilen, oft nach Süden überkippten Südschenkeln. Die Faltenachsen zeigen ein mittleres Streichen von N 60–75 W und fallen mit 10–30 Grad gegen NW ein. Die Falten werden somit von der M. Grona-Linie (EW-Streichen) und der Luganerlinie (NS-Streichen) schief abgeschnitten. Um die Darstellung zu erleichtern, werden wir versuchen, diese ver-

schiedenartigen und verschieden gerichteten Strukturen soweit als möglich getrennt zu beschreiben. Inwiefern diese Trennung einer zeitlichen Aufeinanderfolge entspricht, werden wir in einem spätern Abschnitt zur Diskussion stellen.

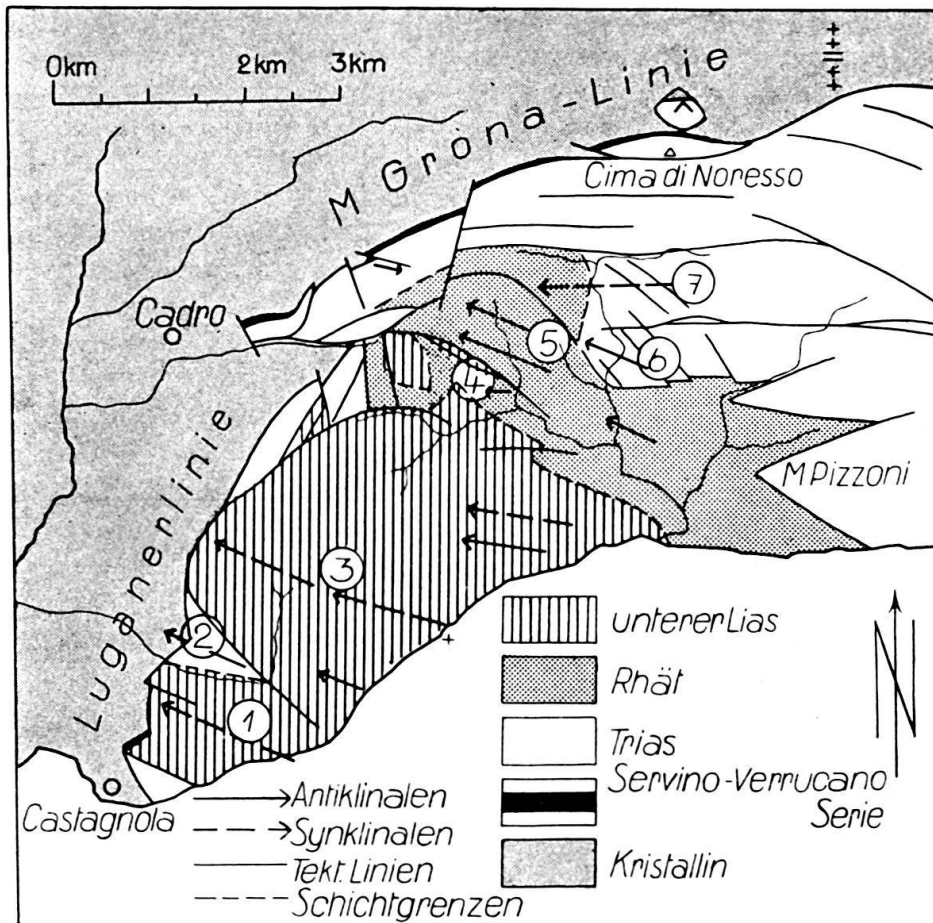


Fig. 11. Tektonische Übersichtskarte des Gebietes der Denti della Vecchia – M. Boglia – M. Brè. Masstab 1:100000.

1 = M. Brè-Synklinale. 2 = Cassone-Antiklinale. 3 = M. Boglia-Synklinale. 4 = Gewölbe der Cima Saletta. 5 = Falten der Cresta della Torre. 6 = Antiklinale im Hauptdolomit des Passo della Morte. 7 = Synklinale der Alpe di Puria.

### 1. Die Falten mit der Achsenrichtung N 60–75 W

Diese Falten steigen treppenartig gegen Norden an. Dadurch treten von S nach N stets stratigraphisch tiefere Schichten an die Oberfläche. Wie das aus der tektonischen Skizze ersichtlich ist, können wir von S nach N eine Zone der liasischen Kieselkalke, eine Rhätzone und die Zone des Hauptdolomits unterscheiden. Jede dieser lithologisch stark verschiedenen Zonen zeigt ihren eigenen Falten typ, der jedoch von einem gemeinsamen Grundplan nicht wesentlich abweicht. Wir beginnen mit unserer Beschreibung im Süden mit der Tektonik der Lombardischen Kieselkalke, welche die nördliche Fortsetzung der mächtigen Kieselkalkmasse des Generosgebietes darstellen.

#### a) Die Zone der Lombardischen Kieselkalke.

Das Baumaterial dieser Zone bilden die Kieselkalke des untern Lias mit einer Mächtigkeit von min. 1400 m. Die Konstruktion von tektonischen Profilen ist in

diesem Gebiet erschwert durch das Fehlen von durchgehenden Leithorizonten. Wie wir das im stratigraphischen Teil unserer Arbeit bereits beschrieben haben (p. 126), handelt es sich um eine eintönige Serie von Spongiolithen, in welchen sich 1–10 cm dicke Hornsteinlagen in Abständen von wenigen cm folgen. Dieses Gestein erweist sich als tektonisch sehr beweglich. Alle grösseren Strukturen lösen sich beim näheren Betrachten in ein verwirrendes Gemenge von kleinen Knickfalten und Stauchungen auf, welche in den Profilen nur stark schematisch angedeutet werden konnten. Die Richtung der im Felde schwierig erfassbaren Faltenachsen wurde mittels der stereographischen Projektion ins Wulff'sche Netz aller eingemessenen Schichtflächen ermittelt. Dabei zeigte sich, dass die Faltenachsen der obenerwähnten kleinen Stauchungen und Knickfalten im allgemeinen mit den Achsen der Synklinalen, bzw. der Antiklinalen übereinstimmen. Völlig aberrante Achsen in allen Himmelsrichtungen sind jedoch nicht selten. In der Zone der Kieselkalke können wir zwei mächtige Synklinalen erkennen, die Synklinalen des M. Brè und des M. Boglia, die nördlich des M. Brè durch die Cassone-Antiklinale verbunden werden.

#### Die Synklinale des M. Brè.

Diese Synklinale zeigt ein Achsenstreichen von N 55–70 W und ein Axialgefälle von 10–30 Grad gegen NW. Wie die meisten Strukturen im Kieselkalk zeichnet sich auch diese Synklinale in dem von Buschwald überwucherten Gelände nicht ab. Die Scheitelumbiegung lässt sich jedoch anhand der zahlreichen gemessenen Fallzeichen mit Sicherheit konstruieren.

Östlich des Dorfes Castagnola steht am Ufer des Luganersees ein isolierter Klotz von steil stehenden, stark zerrütteten Dolomiten an, die sich lithologisch am besten mit Hauptdolomit vergleichen lassen. Diese Dolomite gehören vermutlich einer grösseren Scholle an, welche entlang einer ca. N 70 W streichenden, etwas gegen Süden einfallenden Störung der Synklinale des M. Brè aufgeschoben ist (Tafel VII, Profil 2).

Nördlich des M. Brè tritt der liegende Hauptdolomit an die Oberfläche und bildet eine schmale Antiklinale, die wir nach dem betreffenden Bacheinschnitt Cassone-Antiklinale benannt haben.

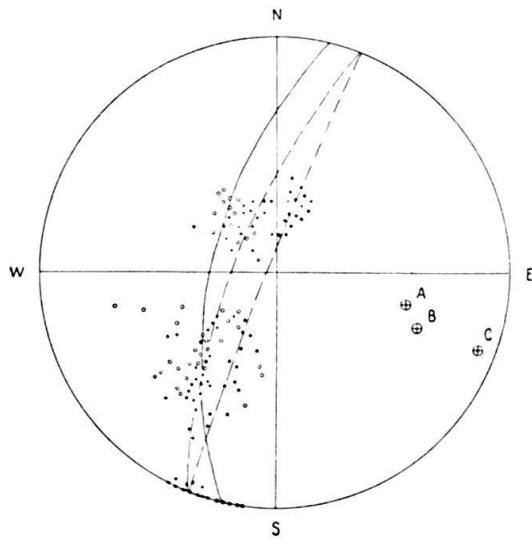
#### Die Cassone-Antiklinale.

Die in dem stark zerrütteten Hauptdolomit des Cassoneeinschnittes eingemessenen Schichtflächen lassen sich um eine Drehachse ordnen, welche N 65–80 W streicht und ca. 10–20 Grad gegen NW einfällt (Fig. 12, Nr. 2). Da keine Scheitelumbiegung sichtbar ist, darf daraus nicht mit Sicherheit auf eine entsprechende Faltenachse geschlossen werden, die jedoch sehr wahrscheinlich vorhanden ist, da das Streichen dieser Drehachse mit demjenigen der Faltenachsen in den Kieselkalcken übereinstimmt.

Gegen Norden trennt eine in ihrem Verlauf mehrfach geknickte Störung die Cassone-Antiklinale vom Südschenkel der M. Boglia-Synklinale (Tafel VII, Profil 2). Diese Störung ist am Südhang des M. Boglia, unmittelbar nördlich gegenüber dem Gipfel des M. Brè zwischen Q. 700 und 800 auf kurze Strecke aufgeschlossen. Sie streicht hier ca. N 70 W und steht nahezu senkrecht. Gegen Westen biegt sie nach Norden ab und vereinigt sich oberhalb des Dörfchens Curreggia mit der Luganerlinie. Gegen Osten lässt sich die Störung bis ins Cassonetobel unterhalb des Dörfchens Brè verfolgen, wo sie unter Moränen und Stauschottern verschwindet. An den Abhängen südlich Brè liess sich die Störung der starken Überwachsung wegen im Gelände nicht mehr direkt beobachten. Anhand der



in den Kieselkalken eingemessenen Schichtfallen können wir sie jedoch bis ans Ufer des Luganersees, nördlich Gandria durchkonstruieren. Wir deuten diese Störung als steile Aufschiebung, deren Südflügel um min. 500 m höher liegt.

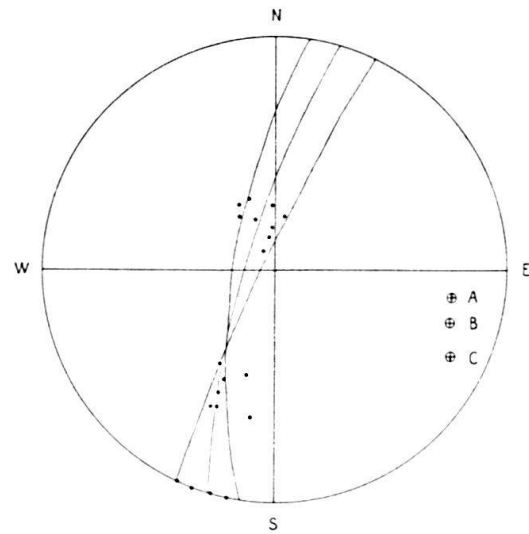


Nr. 1. M. Boglia Synklinale.

Kreise: Falten oberhalb Oria und Albogasio (Italien). Faltenachse N 75–80 W, 20–30 NW, A.

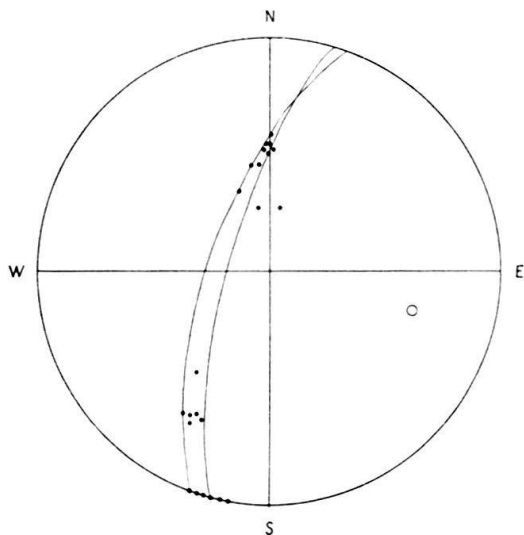
Kreuzchen: Falten am Südhang des M. Boglia, NE des Dörfchens Brè. Faltenachse N 65–75 W, 15–30 NW, B.

Punkte: Falten am NW-Hang des M. Boglia, oberhalb Cureggia. Faltenachse N 60–70 W, 0–10 NW, C.

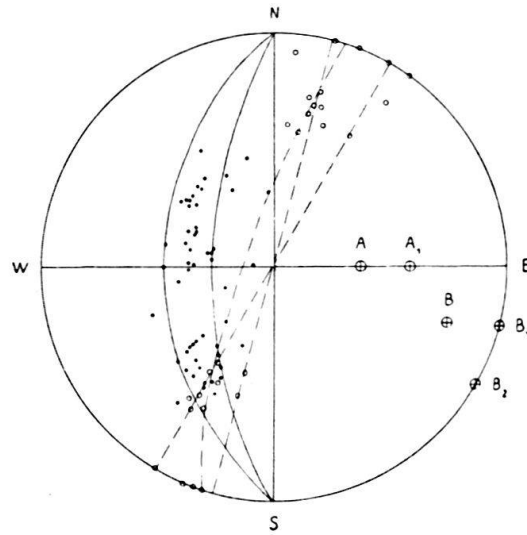


Nr. 2. Cassone Antiklinale.

Schichtflächen des Hauptdolomits.  
Faltenachse N 65–80 W, 10–20 NW.



Nr. 3. Falten im Rhät der Cresta della Torre.  
Achsenrichtung N 70–75 W, 20–30 NW.



Nr. 4. M. San Salvatore.

Punkte: Zentrale Mulde. Faltenachse EW 40–60 W. A<sub>1</sub> und A<sub>2</sub>.

Kreise: Aufwölbung und Rückkipfung bei Cap San Martino. Faltenachse N 60–70 W, 0–15 NW. B<sub>1</sub> und B<sub>2</sub>.  
Die aberranten Streichrichtungen der Scholle von Ciona sind weggelassen.

Fig. 12. Tektonische Diagramme. Stereographische Projektion (WULF'sches Netz) der Pole eingemessener Schichtflächen.

Die Projektionspunkte sind mit Kreuzchen, Kreisen oder Punkten markiert. Die dazu gehörenden Grosskreise sind als Linie, gestrichelte Linie oder Strich-Punkt-Linie dargestellt. Die konstruierten Faltenachsen sind mit einem Kreis mit eingeschlossenem Kreuz bezeichnet.

Dieser Aufschiebung, zusammen mit der raschen Mächtigkeitzunahme der Kieselkalke gegen Osten, ist es zuzuschreiben, dass das Dolomitgewölbe des Cassone, trotz des westlichen Axialgefälles an den Südhängen des M. Boglia nicht mehr an die Oberfläche tritt.

Die Synklinale des M. Boglia.

Wie die Profile 9 und 11 der Tafel VII zeigen, setzt sich diese Synklinale aus einer Reihe gegen Norden ansteigender Knickfalten zusammen. Die nördlichste dieser Teilmulden lässt sich am Südhang des M. Boglia oberhalb Oria und Albogasio beobachten. Die Achse dieser Mulde streicht N 75–80 W und fällt mit 20–30 Grad gegen NW. Der zentrale Teil der M. Boglia-Synklinale ist an den steilen Abstürzen des M. Boglia NE des Dorfes Brè aufgeschlossen. Die Scheitelumbiegung der Synklinale ist hier in zahlreiche Knickfalten aufgelöst, die ein gemeinsames Streichen von N 65–75 W zeigen mit einem Axialgefälle von 15–30 Grad gegen NW. Am Nordwesthang des M. Boglia oberhalb des Dorfes Curreggia ist dieser zentrale Teil der Synklinale erneut sichtbar. Die Faltenachsen streichen hier N 60–70 W mit sehr schwachem Axialgefälle von 0–10 Grad gegen NW. Die Synklinale des M. Boglia zeigt somit von Ost nach West ein deutliches Abnehmen des Axialgefälles, verbunden mit einem leichten Umbiegen der Achsen gegen Norden (Diagramm Fig. 12, Nr. 1).

Nördlich des M. Boglia tritt unter dem Nordschenkel der Synklinale das liegende Rhät an die Oberfläche. Wir werden uns mit der Tektonik dieser Schichten im folgenden Abschnitt befassen.

#### b) Die Rhätzone der Val Solda.

Das Lombardische Rhät, mit seinen reich gegliederten Serien von Kalken, Mergeln und Dolomiten zeigt viel regelmässiger Faltenbilder als die Kieselkalke. In der westlichen Val Solda bilden zahlreiche Dolomitbänke gute Leithorizonte, die sich auch im Gelände leicht verfolgen lassen. Trotz dieser Vorteile ist eine sichere Konstruktion von tektonischen Profilen in der Rhätzone nur an wenigen Stellen möglich. Schwierig zu erfassende Strukturen und Störungen, die mit der M. Gröna-Linie, vor allem mit deren Umbiegen in den Denti della Vecchia zusammenhängen, treten hier schon stark in den Vordergrund. Weitere Komplikationen erzeugen steil stehende Hauptdolomitschuppen, welche keilartig ins Rhät eindringen (z. B. Tafel VII, Profil 6).

Im wesentlichen zeigt das Rhät denselben Faltenbau wie die hangenden Kieselkalke. Es lassen sich zwei treppenartig gegen Norden ansteigende Falten erkennen, die von zahlreichen Störungen durchzogen sind. Dadurch, dass die Synklinalumbiegungen dieser Falten durch Aufschiebungen zerrissen sind, tritt der Stufenbau in dieser Zone besonders deutlich hervor.

Eine erste Stufe bildet das Gewölbe der Cima Saletta (Profil 9). Dieses Gewölbe ist auf die nächstfolgende Rhätstufe um den Betrag von ca. 3–400 m aufgeschoben. An der Aufschiebung lässt sich im Rhät des Südflügels eine stirnartige Umbiegung erkennen. Die Faltenachse dieser Umbiegung streicht ungefähr EW und fällt mit ca. 30 Grad gegen W ein. Am Grenzkamm, westlich der Cima Saletta trägt diese erste Rhätstufe eine Kappe von liasischen Kalken und Dolomiten. Dasselbe Gestein finden wir als schmalen Keil in die Aufschiebung eingeklemmt.

Die nördlich anschliessende Rhätstufe zeigt die schönsten Faltenbilder unseres Gebietes. Die Faltenachsen dieser prächtig geschwungenen Knickfalten streichen ca. N 70–75 W und fallen mit ca. 20–30 Grad gegen NW ein. Diese Rhätstufe ist nördlich des M. Spelucco von einer steil stehenden Störung ange-

schnitten. Wir werden auf diese Störung, deren Vertikalbewegung jedenfalls sehr gering ist, später noch zu sprechen kommen. Im Nordflügel dieser Störung bildet das Rhät eine schmale Synklinale, deren Faltenachse EW streicht und mit ca. 45 Grad gegen Westen abtaucht.

Wie die Profile 11 und 14 (Tafel VII) zeigen, ist in den beiden letzteren Strukturen der liegende Hauptdolomit bereits aufgeschlossen. Der Zusammenhang zwischen den Strukturen des Rhät und des Hauptdolomits ist jedoch durch die oben erwähnte Störung unterbrochen. Bevor wir auf diese komplizierten Störungen an der Grenze zwischen Rhät und Hauptdolomit eingehen können, müssen wir uns mit den Strukturen des mächtigen Hauptdolomits der Val Solda befassen.

### c) Die Hauptdolomitzone der nördlichen Val Solda.

Mit dem Erscheinen des Hauptdolomits verändert sich das Landschaftsbild unseres Gebietes vollständig. Für Rhät und Kieselkalke waren von üppigem Buschwald überwucherte Hänge oder, wo diese gerodet wurden, ausgedehnte Alpweiden charakteristisch. Im Gebiet des Hauptdolomits beherrschen steile Felswände, die nur spärlich Raum für Wald und Weide übrig lassen, das Landschaftsbild. Die grobbankigen, brüchigen Dolomite sind stets von unzähligen Kluftscharen und Ruschelzonen durchzogen. Beim nähern Hinzutreten lösen sich denn auch die aus der Ferne einheitlich erscheinenden Felswände in einem Wald von unförmigen Türmen und Zacken auf, in welchem nur selten Anzeichen von Schichtung und Bankung sichtbar sind. Wie das in unseren Profilen zum Ausdruck kommt, kann im Gebiete des Hauptdolomits von einer Faltung kaum mehr gesprochen werden. Die Dolomite der nördlichen Val Solda (Profil 14) machen den Eindruck einer zerborstenen, von zahlreichen Brüchen durchsetzten Platte, die erst sehr steil, dann etwas flacher gegen Norden ansteigt. Die in den Profilen eingezeichneten Störungen sind stets von Ruschelzonen, die zum Teil über 100 m mächtig werden, begleitet.

Im Hintergrund der Val Solda, deren flache Terrassen in steil stehenden Rhätschichten eingeschnitten sind, tritt der Hauptdolomit entlang einer EW verlaufenden Störung an die Oberfläche. In den Felswänden westlich des Taleinschnittes der Alpe di Puria lässt sich beobachten, wie der zunächst steil gegen NW einfallende Hauptdolomit zu einem Gewölbe umbiegt. Dieses Gewölbe ist in Profil 10 unter dem Rhät der Costa di Ciappei dargestellt. Die Faltenachse dieser stufenartigen Umbiegung streicht ca. N 70 W und fällt mit ca. 30 Grad gegen NW ein. Die nördlich anschliessende Synklinale zeigt bereits EW-Streichen, was mit dem Umbiegen der M. Gröna-Linie in den Denti della Vecchia zusammenhängt.

In den Dolomiten östlich des Taleinschnittes der Alpe di Puria sind die oben beschriebenen Strukturen kaum mehr angedeutet. Südlich des Sasso di Mont lässt sich ein leichtes Verflachen des Hauptdolomits beobachten. Das Gewölbe der Costa di Ciappei scheint hier in mehrere Blöcke aufgelöst zu sein (Profil 14).

In der Runse nördlich des Sasso di Mont sind schwarze Mergel, wie wir sie aus dem untersten Rhät der Val Solda kennen, in eine EW verlaufende Störung eingeklemmt. Wir deuten diese Störung als steil stehende Aufschiebung, deren Südflügel um einen hier nicht zu ermittelnden Betrag gehoben wurde. Eine ähnliche Störung, die von mächtigen Ruschelzonen begleitet ist, zieht nördlich der Cima di Noga durch. Nördlich der Cima di Noga bis zum Grenzkamm biegt der Hauptdolomit flexurartig ab. Am Nordhang der Cima di Norezzo treten die liegenden Raiblerschichten an die Oberfläche. Diese Schichten überlagern unmittelbar das Grundgebirge. Hauptdolomit und Raiblerschichten sind in dieser Zone enorm

zertrümmert. Wir sind hier bei einer Störung angelangt, die wir bereits in der Einleitung als M. Grona-Linie bezeichnet haben, mit welcher wir uns im folgenden Abschnitt befassen werden.

Wir fassen unsere Beobachtungen im Gebiet des Hauptdolomits der Val Solda kurz zusammen:

Im Hintergrund der Val Solda tritt der Hauptdolomit entlang einer EW verlaufenden Störung unter dem Rhät hervor. Diese Störung schneidet ein stufenartiges Gewölbe mit N 70 W-Streichen schief ab. An dieses Gewölbe schliesst sich im Gebiete westlich der Alpe di Puria eine schmale EW streichende Synklinale. Diese beiden Strukturen sind in den Dolomiten westlich des Taleinschnittes der Alpe di Puria kaum mehr zu erkennen. Der Hauptdolomit steigt hier als von zahlreichen Störungen durchzogene Platte gegen Norden an und verflacht in der Nähe der Grenze Schweiz-Italien. Die EW streichenden Aufschiebungen stehen im Zusammenhang mit der M. Grona-Linie, die nördlich der Cima di Noresso durchzieht.

## 2. Die M. Grona-Linie (s. Fig. 11, p. 133)

Diese eigenartige Störung bildet die Nordgrenze der Sedimente unseres Arbeitsgebietes. Die im Gelände gut hervortretende Linie zieht von Acquaseria am Comersee in E—W-Richtung zur Bocchetta di San Bernardo an der Grenze zwischen der Schweiz und Italien. Im Gebiet der Denti della Vecchia beginnt die Linie in weitem Bogen gegen SW umzubiegen und scheint am SW-Ende der Denti della Vecchia, östlich Cadro abzubrechen.

### a) Abschnitt Comersee—Val Rezzo (Fig. 13).

Wir befassen uns zunächst mit dem östlichen Abschnitt dieser Linie von Acquaseria bis in die Val Rezzo. Vom Gipfel des M. Grona gegen Westen durchschneidet die M. Grona-Linie als senkrecht stehende Störung alle Taleinschnitte. Die im allgemeinen N 50—60 W streichenden steil stehenden Hauptdolomitplatten nördlich des Quertales von Porlezza werden von dieser Störung schiefwinklig abgeschnitten, oder biegen erst in deren unmittelbarer Nähe in das EW-Streichen um. An der Störungsfläche treten vereinzelte Schubfetzen von Karbonkonglomeraten auf, ferner stark verruschelte Reste von bunten Raiblermergeln. Wir haben uns mit diesen Bildungen im stratigraphischen Teil bereits eingehend befasst (p. 100). Am Osthang der Val Cavargna ist die Störung verschuppt.

Über die Natur der M. Grona-Linie gibt uns keiner dieser tiefen, gut aufgeschlossenen Taleinschnitte irgendwelche sichere Auskunft. Etwas eindeutiger sind die tektonischen Verhältnisse am Osthang des M. Grona gegen den Comersee (vgl. Fig. 13). Über der Servino-Verrucano-Serie der Gaeta folgen mit nahezu 1500 m Mächtigkeit die Salvatoredolomite, darüber bei Nobiallo die Raiblerschichten und unmittelbar vor Menaggio der Hauptdolomit. Auf der Linie Acquaseria—Breglia werden die Raiblerschichten, die Salvatoredolomite und die Servino-Verrucano-Serie samt dem liegenden Grundgebirge von einer ca. EW verlaufenden Störung senkrecht abgeschnitten. Von Breglia bis zum Gipfel des M. Grona liegt der Hauptdolomit unmittelbar auf dem Grundgebirge und ist nördlich dieses Dörfchens mit diesem verschuppt. Zur Deutung dieses Profils, das wir bereits im stratigraphischen Abschnitt (p. 116ff.) kennengelernt haben, stehen uns zunächst mehrere Wege offen, die wir nacheinander diskutieren werden.

Die mächtigen dolomitischen Breccien an der Basis des Hauptdolomits des M. Grona, und vor allem die bunten Kalkbreccien der „Marmorbrüche“ von Ligomeno an der Obergrenze der Raiblerschichten, liessen uns zunächst an eine



Transgression des Hauptdolomits nach Entstehung des Bruches Acquaseria-Breglia über ein später steil gestelltes Relief denken. Das vollständige Fehlen von Grundgebirgsmaterial in diesen Breccien macht eine solche Annahme unwahrscheinlich. Ausserdem ist die Grenzfläche zwischen Kristallin und Hauptdolomit durchgehend tektonischer Natur. An Stelle einer Transgression des Hauptdolomits gegen Norden wäre aus diesem Grunde eine Überschiebung über ein altes Relief mit bereits abgetragener unterer Trias, schon wahrscheinlicher. Statt einer solchen Reliefüberschiebung, für welche keinerlei Anzeichen vorhanden sind, liesse sich auch eine steile Aufschiebung über eine vorher entstandene Bruchfläche denken.

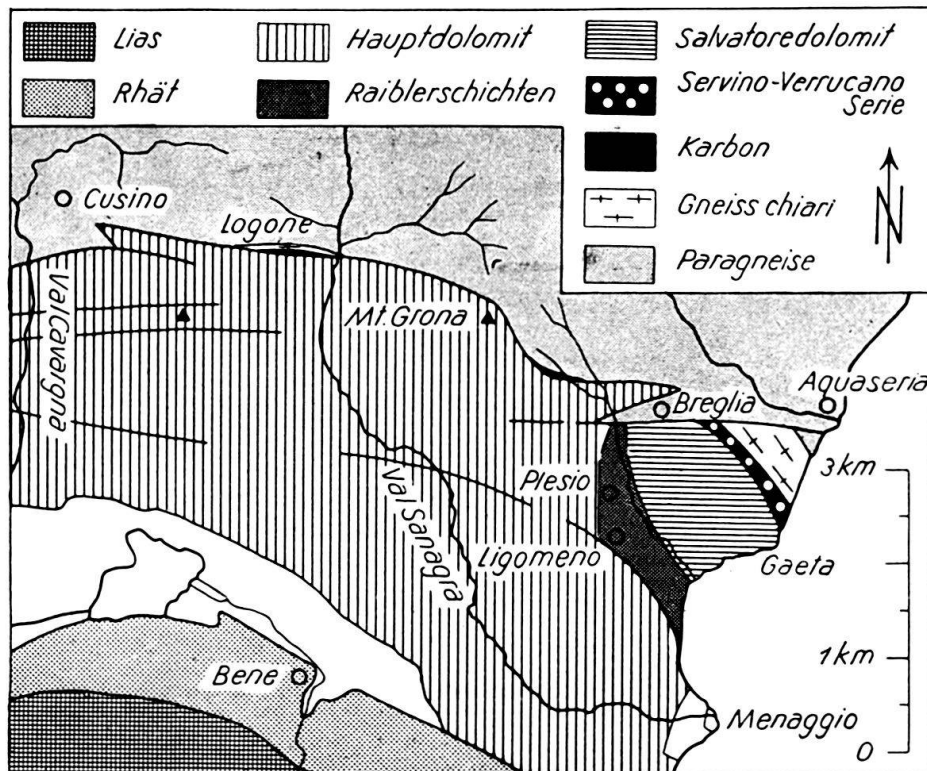


Fig. 13. Tektonische Skizze der Umgebung von Menaggio am Comersee, im Masstab 1:100000.

Als viel näherliegende Lösung scheint uns jedoch die Annahme einer Abschleppung des Hauptdolomits über einer steil stehenden, später verschuppten, flexurartigen Störung. Der Nordflügel dieser EW verlaufenden Störung liegt gegenüber dem Südflügel um mindestens 1500 m höher. Raiblerschichten, Salvatoredolomit und die Servino-Verrucano-Serie samt ihrer unmittelbaren kristallinen Unterlage rissen entlang dieser Störung ab, während sich der Hauptdolomit als mehr oder weniger zusammenhängender Mantel darüberlegte.

Es ist interessant, festzustellen, dass auch die tieferliegenden kristallinen Gesteine dieses flexurartige Abtauchen zeigen. Die keilartige Verschuppung des Hauptdolomits, nördlich Breglia, muss durch eine Verschuppung der bereits vorhandenen Störung erklärt werden.

#### b) Abschnitt Val Rezzo-Pairolo (Fig. 11).

Die vom M. Grona bis zum Talboden der Val Rezzo senkrecht stehende Grenzfläche zwischen Kristallin und Hauptdolomit beginnt westlich dieses Tales



gegen Süden einzufallen. Zugleich erscheinen zwischen dem mächtigen Hauptdolomit und dem kristallinen Grundgebirge die Sedimente der Raiblerschichten und der Servino–Verrucano-Serie.

Wir befassen uns zunächst mit dem von den Profilen 10 bis 14 durchschnittenen Abschnitt der M. Grona-Linie von der nördlichen Val Rezzo bis nach Pairolo. Wenn wir den Verlauf des Hauptdolomits am Nordrand dieser Profile verfolgen, wird uns dessen flexurartiges Abtauchen deutlich. Unter dem Hauptdolomit treten von der Val Rezzo bis in die Denti della Vecchia fast durchgehend die Gesteine der Raiblerschichten und der Servino–Verrucano-Serie auf.

Diese geringmächtigen Serien sind stets stark tektonisch beansprucht und reißen stellenweise ab. Das Fehlen der Salvatoredolomite in diesem Gebiete haben wir bereits im stratigraphischen Teil unserer Arbeit besprochen (p. 118 ff.). Die Auflagerungsverhältnisse der Raiblerschichten liessen uns annehmen, dass die Salvatoredolomite gegen NW rasch an Mächtigkeit abnehmen und die Raiblerschichten stellenweise bis auf das Grundgebirge reichen.

Die oberste Einheit des Grundgebirges bilden von der Val Rezzo bis ans Südende der Denti della Vecchia die Gneise der Luganerdecke, mit den eingeschuppten und überfahrenen Karbonresten. Wir haben uns mit diesen Strukturen bereits eingehend befasst (p. 101 ff.). Das Kristallin zeigt im allgemeinen dasselbe flexurartige Abtauchen wie die Sedimente, nur nördlich der Cima di Noresso (Profil 14) zeigen sich Divergenzen in der Streichrichtung.

Im Gebiet NE Pairolo ist die M. Grona-Linie durch eine EW verlaufende Störung verschuppt.

#### c) Abschnitt Denti della Vecchia.

Eine auffällige Erscheinung im geologischen Kartenbild ist das flach S-förmige Umbiegen der M. Grona-Linie in den Denti della Vecchia. Der Hauptdolomit, welcher die hellen Felszacken dieser Kette bildet, streicht in den Sassi Palazzi EW und steht senkrecht. Weiter südlich, im Gebiet des Sasso Grande biegen die mächtigen Dolomitplatten in die N 50–60 E-Richtung ab (vgl. Tafel VI). Dieses Streichen hält bis ans SW-Ende der Denti della Vecchia an, wo wir erneut ein Umbiegen in die EW-Richtung beobachten können. Der Hauptdolomit fällt an dieser Umbiegung als tektonisch stark zerrüttete Platte mit ca. 45 Grad gegen Süden ein. Wie das in Profil 5 dargestellt ist, keilt diese Platte gegen unten aus und wird im Bacheinschnitt des Torrente Varone von einer EW verlaufenden Störung abgeschnitten. Über diesem Hauptdolomit erscheinen erneut die Raiblerschichten, überlagert von einer mächtigen Hauptdolomitplatte, die, wie schon p. 136 erwähnt, keilartig ins Rhät eindringt.

Die Schichten im Liegenden des Hauptdolomits, am NW-Fuss der Denti della Vecchia, zeigen im wesentlichen die oben beschriebenen Strukturen. Die Schichten folgen dem Umbiegen des Hauptdolomits, fallen jedoch bedeutend weniger stark ein und sind von mehreren Querstörungen durchsetzt. Die in Profil 7 dargestellte antiklinale Aufschuppung streicht schief zur M. Grona-Linie. Die Falten innerhalb der Raiblerschichten zeigen N 80 W verlaufende Achsen, die mit ca. 40 Grad gegen E eintauchen. In der Servino–Verrucano-Serie, welche von dieser Aufschuppung mitgenommen wurde, lässt sich eine N 70 W streichende, ca. 15 Grad gegen E einfallende Achse feststellen. Etwa 200 m südlich der beschriebenen Aufschuppung lässt sich eine weitere Querstörung beobachten. Der Südflügel dieser Störung liegt gegenüber dem Nordflügel um ca. 80 m zu tief. Wie das die geologische Karte zeigt, schneiden diese beiden Querstörungen aus dem Salvatoredolomit des Südfusses der Denti della Vecchia eine trapezförmig begrenzte

Scholle, welcher gegenüber den angrenzenden Schichten gehoben scheint. In der Längsrichtung dieser Scholle verläuft eine weitere Störung, entlang welcher die Raiblerschichten gegen SE abgeschleppt sind.

In den Felswänden südlich dieser Störungen biegen die Salvatoredolomite in die EW-Richtung um. Durch eine NW-lich vorgelagerte Schuppe sind hier Raiblerschichten und Salvatoredolomite verdoppelt. Der Salvatoredolomit der vorgelagerten Schuppe steckt keilartig im Kristallin. Nach dem Verlauf der Streichrichtungen können wir annehmen, dass es diese Schuppe ist, welche weiter im Süden S-förmig umbiegt und den Sedimentkeil von Cadro bildet. Dieser Sedimentkeil wird im Bachbett des Torrente Varone von einer EW verlaufenden Störung abgeschnitten. Das Kristallin des Südflügels dieser Störung ist um den Betrag von ca. 1000 m an den Sedimenten emporgehoben (Profil 3 und 4, vgl. auch p. 144).

Wir fassen die wichtigsten tektonischen Beobachtungen in diesem westlichen Abschnitt der M. Grona-Linie nochmals kurz zusammen.

Die M. Grona-Linie zeigt in den Denti della Vecchia ein S-förmiges Umbiegen gegen SW, das sich vor allem im Hauptdolomit gut beobachten lässt. Raiblerschichten, Salvatoredolomit und Servino-Verrucano-Serie zeigen im wesentlichen dieselbe Struktur, doch ist hier der gleichmässige Schichtverlauf durch mehrere Querstörungen unterbrochen. Am Aussen- wie auch am Innenrand der südlichen Umbiegung sind sowohl Hauptdolomit als auch Salvatoredolomit und Raiblerschichten durch vorgelagerte Schuppen verdoppelt. Die Hauptdolomitschuppe dringt keilartig ins Rhät vor, während die Salvatoredolomite des Bogeninnenrandes mit dem Kristallin verkeilt sind. Diese innere Schuppe setzt sich sehr wahrscheinlich in den Sedimentkeil von Cadro fort. Diese beiden Schuppen lassen sich am einfachsten durch transversale Verschiebungen erklären. Die Salvatoredolomite des Sedimentkeils von Cadro scheinen vom Dolomit der Denti della Vecchia abgerissen und nach Norden vorgeschoben. In ähnlicher Weise können wir uns die südliche Hauptdolomitschuppe seitlich ins Rhät eingekellt denken.

Alle diese Strukturen werden im Einschnitt des Torrente Varone von einer EW streichenden Störung abgeschnitten.

### 3. Die Luganerlinie

Über die Erforschungsgeschichte dieser wichtigen Störungslinie haben wir bereits im stratigraphischen Teil unserer Arbeit einiges mitgeteilt. Das Studium der Sedimentationsverhältnisse des Luganergebietes führte zum Schlusse, dass sich während der Ablagerung des Hauptdolomits, des Rhät und des untern Lias im Ostflügel dieser Linie ein tiefes Sedimentationsbecken bildete (Generosobecken) gegenüber einer Schwelle mit reduzierter oder fehlender Sedimentation im Westen (Luganerschwelle). Anhand der Mächtigkeitsunterschiede der Sedimente konnten wir das relative Absinken der zentralen Teile dieses Beckens gegenüber der Schwelle auf ca. 2500 m schätzen.

Die Luganerlinie in ihrer heutigen Ausbildung als Verwerfung (Luganer Hauptverwerfung von A. BISTRAM 1905), lässt sich, wie wir später sehen werden, nur im Zusammenhang mit der alpinen Faltung erklären und scheint mit der Absenkung des Generosobeckens nur in indirektem Zusammenhang zu stehen.

Die zahlreichen, sich oft in wesentlichen Punkten widersprechenden Deutungsversuche dieser Störung, lassen vielleicht vermuten, dass es sich um sehr komplizierte Strukturen handelt. Die Feldbefunde enttäuschen in dieser Hinsicht. Die Luganerlinie als tektonische Erscheinung ist stets einfach und im allgemeinen

genügend aufgeschlossen. Grössere Schwierigkeiten bereiten erst bewegungsmechanische Deutungsversuche.

Von Mendrisio bis in die Gegend von Cadro zeigt sich die Luganerlinie stets als steil stehende, mehrfach geknickte und sich verzweigende Verwerfung. Da die Tektonik der beiden Flügel, sowohl in der Richtung, als auch in der Art der Strukturen verschieden ist, wechselt der Betrag der Verwerfung von Ort zu Ort. Im Durchschnitt liegt der Ostflügel über 1000 m tiefer.

Als nördliche Fortsetzung jener Störung, welche von Mendrisio bis Caprino die Kieselkalke des Generosogebietes von den Porphyren, im Norden von der Triasscholle von Campione trennt, setzt die Luganerlinie am Südhang des M. Brè, östlich Castagnola in unser Gebiet ein. Wir gehen in unserer Beschreibung von Süden nach Norden vor und beginnen am Südfuss des M. Brè.

Wie wir bereits beschrieben haben, gehören die gegen NW einfallenden Kieselkalke, welche die Gandriastrasse östlich Castagnola in mehreren Galerien durchquert, zum Südschenkel der M. Brè-Synklinale. Am Seeufer beim Ostausgang des Dorfes Castagnola ist ein isolierter Klotz von steil stehenden, stark zerrütteten Dolomiten sichtbar, die wir zum Hauptdolomit stellten. Diese Dolomite bilden vermutlich den Nordrand einer grösseren Scholle, welche auf die M. Brè-Synklinale entlang einer N 70 W verlaufenden Verwerfung aufgeschoben ist. Eine weitere Störung muss im SW dieser Dolomite durchziehen, da in einer Runse unterhalb der Kirche von Aldesago bis zur Gandria-Strasse bereits dunke Paragneise in flacher Lagerung anstehen. Diese Störung, welche die Dolomite gegen das Grundgebirge begrenzt, entspricht der Luganerlinie.

Etwas besser aufgeschlossen ist die Linie NE-lich oberhalb Aldesago. Die Kieselkalke der M. Brè-Synklinale werden hier von einer senkrecht stehenden N 40 E streichenden Verwerfung abgeschnitten. Eingeklemmt zwischen den Kieselkalken und den Gneisen des Grundgebirges tritt im NW-Flügel dieser Störung eine schmale Lamelle permischer, bzw. untertriadischer Gesteine auf. Es handelt sich um eine Lage brecciöser Quarzporphyre, gefolgt von den Gesteinen der Servino-Verrucano-Serie. An der Störung treten vereinzelte Schubfetzen eines hellen Dolomites auf. Bei Q. 670 an der Autostrasse nach Brè knickt die Störung in die NNW-Richtung um. Dieser Knick macht den Eindruck einer aus den Kieselkalken herausgeschnittenen Kerbe. Weder setzt sich eine der beiden Richtungen in den Kieselkalken fort, noch zeigen diese irgendwelche Zeichen entsprechender tektonischer Beanspruchung, wie Verbiegungen oder Stauchungen.

Am Westhang des M. Brè beschreibt die Luganerlinie einen nach Westen ausholenden Bogen und durchschneidet dann als N 70 E streichende, senkrecht stehende Verwerfung den steilen Einschnitt des Cassonetobels. Ungefähr in der Mitte dieses Bogens, in einer Runse, welcher der Funicolare des M. Brè folgt, dringt das Kristallin keilartig in die Kieselkalke. Unmittelbar vor dem Tunnelingang der Seilbahn stehen am Bahndamm mehrere isolierte Klötze von stark zermürbten kristallinen Gesteinen an. Es handelt sich zum Teil um zerrüttete Gneiss chiari, zum Teil um verkieselte Quarzsandsteine.

Diese Aufschlüsse wurden von O. SEITZ (1917) eingehend beschrieben. Nach den Aussagen eines Ingenieurs sollen alle Fundamente der Bahn bis zum Tunnelingang in zermürbtem kristallinem Schiefer liegen. Dieses keilartige Eindringen des Kristallins in die Kieselkalke der M. Brè-Synklinale lässt sich am einfachsten durch die Annahme einer seitlichen Verschuppung der Luganerlinie erklären.

Die besten Aufschlüsse an der Luganerlinie unseres Arbeitsgebietes finden sich im Bacheinschnitt des Cassone N des M. Brè. Die Grenzfläche zwischen dem kristallinen Grundgebirge im Westen und den Dolomiten im Osten ist hier wie



mit dem Messer geschnitten. Die Gneiss chiari im Westflügel sind enorm zertrümmert und zerschert. An der Grenzfläche treten Schubfetzen von buntem Raiblermergel auf.

Am Nordhang des Tobels auf Q. 560, über einem Fussweg, der von Cureggia nach Brè führt, lässt sich erneut ein Umknicken der Verwerfung in die N 20 W-Richtung beobachten. Kristallin und Sedimente sind an dieser Stelle stark miteinander verkeilt und verschuppt. Die Grenzfläche scheint gegen Norden einzufallen. Unmittelbar über dem Kristallin treten isolierte Schubspäne eines verkieselten Quarzsandsteines auf. Darüber folgen Schollen einer 2–3 m mächtigen dolomitischen Breccie; dann setzen mit grösserer Mächtigkeit dunkle körnige Dolomite mit Kieselknauern ein, wie wir sie aus den Raiblerschichten kennen. Im Hangenden folgt nach einer breiten Schuttzone der Hauptdolomit der Cassone-Antiklinale.

Bis zum Südrand der Terrasse von Cureggia auf Q. 740 ist die Luganerlinie unter mächtigen Bergsturmassen verborgen. An dieser Stelle ist sie als senkrecht stehende Störung mit N 20 W-Streichen aufgeschlossen. Im Westflügel der Störung ist eine schmale Schuppe Gneiss chiari sichtbar, darunter dunkle Paragneise (Profil 1, Tafel VII). SW der Alpe Bolla, bei Preda grossa, teilt sich die Luganerlinie in zwei Äste auf. Trotz der starken Moränenbedeckung lässt sich der westliche Ast bis zum Pian Soldino auf Q. 840 weiterverfolgen, da sich die Störung vor allem im Gelände gut abzeichnet. Die Luganerlinie streicht in diesem Abschnitt N 30–35 E und steht nahezu senkrecht. In der Umgebung des Pian Soldino scheint die Linie gegen Osten umzubiegen und an einer Querstörung seitlich versetzt. Mächtige Schutt- und Bergsturmassen machen hier genauere Angaben unmöglich. Unter den Felswänden der Salvatoredolomite, N unterhalb der Alpe Bolla ist die Luganerlinie erneut aufgeschlossen. Sie zeigt hier wieder N 30–35 E-Streichen und wird im Torrente Varone von einer EW streichenden Störung, auf die wir später noch zu sprechen kommen werden, abgeschnitten.

Der östliche Ast der Luganerlinie trennt eine Reihe mehr oder weniger flach liegender Trias-Lias-Schollen von den Kieselkalken der M. Boglia-Synklinale. Die südlichste, grösste dieser Schollen besteht zur Hauptsache aus stark zerrütteten Salvatoredolomiten. Nördlich Preda grossa, unterhalb des Weges, der zur Alpe Bolla führt, treten noch Reste der hangenden Raiblerschichten auf. Es handelt sich hier vorwiegend um dunkle, gebankte, zum Teil feinschieferige Dolomite und dolomitische Sandsteine der untern Raiblerschichten. Ebenso sind NW unterhalb der Alpe Bolla, Q. 1000, stark verruschelte, bunte Raiblermergel aufgeschlossen. Durch zwei weitere Verzweigungen des östlichen Astes der Luganerlinie werden dieser Scholle zwei kleinere Schollen aus liasischen Gesteinen angegliedert. Eine erste bildet die Hügel SW der Alpe Bolla, auf welchen das Roccolo und die Kapelle des San Pietro stehen. Es handelt sich um Dolomite des untern Lias mit Einlagerungen von dunklen, splitterigen Lumachellenkalken und Oolithen. Die östlich anschliessende Liasscholle besteht vorwiegend aus steil stehenden Kieselkalken. Auffällig ist eine herauswitternde helle Kalkbank mit kleinen runden Kieselkonkretionen. Diese Scholle scheint leicht abgesackt zu sein.

In der Runse, welche von den Alphütten der Alpe Bolla zum Pian Soldino führt, zieht die erwähnte Querstörung durch, an welcher die Luganerlinie versetzt erscheint. NE dieser Störung treten zwei weitere gegen Norden einfallende Schollen auf. Die Salvatoredolomite der ersten Scholle bilden die Felswände der Sassi Bottigei, welche nördlich der Alpe Bolla ins Tal hinunterziehen. Darüber folgen stark verfaltete Raiblerschichten. Der hangende Hauptdolomit bildet die Felsköpfe zu beiden Seiten des Pian Biscagno (Grenze Schweiz–Italien). Diese drei

Schichtglieder scheinen gegeneinander bewegt, so dass vor allem die Raiblerschichten nördlich der Alpe Bolla verfaltet und ausgequetscht wurden. Eine weitere Querstörung trennt den Hauptdolomit von der östlich anschliessenden Rhätscholle. Diese Störung ist im Weg, der von der Alpe Bolla (Schweiz) zur Alpe Bolgia (Italien) führt, ca. 100 m östlich des Grenzüberganges gut aufgeschlossen. Die Rhätscholle zeigt eine wechselreiche Serie von Kalken und Mergeln mit Einlagerungen von hellen Dolomitbänken, die im Gelände gut hervortreten. Im Querprofil (EW) bilden diese zwei Schollen zusammen mit dem Kristallin eine gegen Osten abfallende Bruchterasse, welche entlang einer EW verlaufenden Störung an den nördlichen Sedimenten emporgeschoben wurde. Wir sind damit am Nordende der Luganerlinie angelangt und fassen unsere Beobachtungen noch einmal kurz zusammen.

Die Luganerlinie trennt als mehr oder weniger senkrecht stehende Verwerfung vom M. Brè bis zum Torrente Varone östlich Cadro die Sedimente im Osten vom kristallinen Grundgebirge im Westen. Im Gebiet des M. Brè ist diese Verwerfung mehrfach geknickt und verbogen. Nördlich der Preda grossa teilt sich die Luganerlinie in zwei Äste. Der östliche Ast trennt eine Reihe flachliegender Schollen von den Kieselkalken der M. Boglia-Synklinale. Der westliche Ast der Luganerlinie begrenzt die Schollen gegen das kristalline Grundgebirge. Die Schollen NE der Alpe Bolla bilden zusammen mit dem Kristallin eine nach Osten absteigende Bruchterasse, welche gesamthaft an den nördlichen Sedimenten emporgeschoben wurde.

#### 4. Zusammenfassung und Versuch einer Deutung

In der tektonischen Beschreibung unseres Arbeitsgebietes haben wir drei in ihrer Ausbildung und Richtung wesentlich verschiedene Strukturen auseinandergehalten:

Eine Faltung mit der Achsenrichtung N 60–70 W und einem Axialgefälle von 10–30 Grad gegen NW.

Eine flexurartige Störung am Nordrand unseres Gebietes, die wir M. Grona-Linie nannten.

Eine mehrfach geknickte, sich verzweigende Störung am Westrand unseres Gebietes, die Luganerlinie.

Ihrer Anlage nach stellt die Luganerlinie die älteste dieser Strukturen dar. Schon vor dem Einsetzen der alpinen Bewegungen hatte sich der Ostflügel dieser Linie um ca. 2500 m abgesenkt. Dieses langsame Absinken während der Sedimentation des Hauptdolomits, des Rhät und des untern Lias kann nicht mit einer alpin-tektonischen Bewegung verglichen werden. Auf alle späteren Bewegungen musste jedoch diese Struktur, welche die leicht beweglichen mesozoischen Sedimente im Ostflügel einer relativ starren kristallinen Scholle im Westflügel gegenüberstellte, von grosser Bedeutung sein. Vor allem musste sich dieser alte Beckenrand auf eine spätere Faltung auswirken.

Wenn wir die Tektonik der beiden Flügel der Luganerlinie vom Torrente Varone bis an den Luganersee vergleichen, fällt uns auf, dass die Sedimente im Ostflügel stark verfaltet sind, während wir im Westen eine mehr oder weniger flache kristalline Scholle vorfinden. Die Gneiss chiari folgen der Luganerlinie als beinahe flachliegendes Band auf nahezu derselben Höhenlage vom M. Brè bis nach Cadro. In der Gegend von Cureggia tritt eine Verschuppung auf, die wir später (p. 156) noch eingehend besprechen werden. Am NW-Fuss der Denti della Vecchia werden diese Gneise von der Servino–Verrucano-Serie transgressiv überlagert. Die Gneisdecke zeigt hier eine Mächtigkeit von 2–300 m. Für das unmittelbar südlich



anschliessende Gebiet, westlich der Luganerlinie dürfen wir mit einer Mächtigkeit dieser Gneisdecke von ca. 500 m rechnen. Wir erhalten so einen wichtigen Anhaltspunkt für die Höhenlage der mesozoischen Sedimente im Westflügel der Luganerlinie.

Für das Gebiet der Luganerschwelle, im Westen unseres Untersuchungsgebietes, nehmen wir eine Sedimentmächtigkeit vom Verrucano bis zum Hauptdolomit von ca. 1700 m an. Die Obergrenze des Hauptdolomits kommt somit nach den oben erwähnten Überlegungen in eine Höhenlage von ca. 2700 m ü. M. zu liegen.

Im Ostflügel der Luganerlinie wechselt die Höhenlage der Schichten natürlich mit den tektonischen Strukturen. Wir berechnen folgende Werte für die Untergrenze der Kieselkalke: M. Brè-Synklinale ca. Meereshöhe. Cassone-Antiklinale ca. 1000 m ü. M. M. Boglia-Synklinale ca. 2–300 m ü. M. Cima Saletta ca. 1100 m ü. M. Triasscholle SW der Alpe Bolla ca. 1500 m ü. M. Daraus ergeben sich folgende Verwerfungsbeträge für die Luganerlinie: M. Brè-Synklinale ca. 2700 m, Cassone-Antiklinale ca. 1700 m, M. Boglia-Synklinale ca. 2500 m, Triasscholle SW der Alpe Bolla gegenüber dem Kristallin ca. 1000 m, gegenüber der M. Boglia-Synklinale ca. 1500 m.

Um diese Werte richtig zu beurteilen, müssen wir bedenken, dass der Ostflügel der Luganerlinie schon vor dem Einsetzen der alpinen Bewegungen tiefer lag. Für die innern Teile des Generosobeckens hatten wir eine relative Absenkung von ca. 2500 m geschätzt. Dieser Wert gilt jedoch nicht für die randlichen Partien, da zum Beispiel das Rhät im Bereich des Cassone-Sattels vollständig fehlt und wir nicht mit Sicherheit wissen, ob wir den mächtigen Hauptdolomit der Val Solda ohne weiteres unter die Kieselkalke des M. Brè und M. Boglia projizieren dürfen. Mit genügender Sicherheit lässt sich jedoch die ursprüngliche Absenkung der Untergrenze der Kieselkalke des untern Lias festlegen. Wir nehmen für das Gebiet der Luganerschwelle eine Mächtigkeit des untern Lias von ca. 300 m an. Dieser Betrag dürfte eher zu hoch sein, da die Breccien und Dolomitblöcke in den Kieselkalken darauf hinweisen, dass die Trias der Schwelle im untern Lias zeitweise der Erosion zugänglich war, wie das im südlichen Luganergebiet der Fall war. Im Ostflügel der Luganerlinie übersteigen die Mächtigkeiten der Kieselkalke 1400 m. Wenn wir diese Werte einsetzen, ergibt sich für den Ostflügel der Verwerfung vor dem Einsetzen der alpinen Faltung eine Absenkung der Untergrenze des Lias von ca. 1100 m.

Die heutigen Sprunghöhen an der Verwerfung für die Untergrenze der Kieselkalke haben wir bereits abgeschätzt und können feststellen, dass diese bedeutend grösser sind als die ursprüngliche Absenkung des Beckens. Wir schliessen daraus auf folgenden Bewegungsverlauf an der Luganerlinie unseres Gebietes:

Während der Ablagerung des Hauptdolomits, des Rhät und des untern Lias senkte sich der Ostflügel der Luganerlinie. Anhand der Sedimentmächtigkeiten haben wir für die innern Teile des Generosobeckens ein relatives Absinken von ca. 2500 m berechnet. Beim Einsetzen der alpinen Bewegungen wurde der Ostflügel intensiv gefaltet, während sich der Westflügel als mehr oder weniger flache Scholle um den Betrag von ca. 1000 m hob.

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage nach der tektonischen Struktur des ursprünglichen Randes des Generosobeckens. Wir besitzen dazu folgende Anhaltspunkte:

Die Luganerlinie, als steil stehende Verwerfung, nimmt gegen Norden an Sprunghöhe ab und durchschneidet die M. Gröna-Linie nicht. Anhand der Mächtigkeit und der Ausbildung der Sedimente des Rhät und des Hauptdolomits müssen

wir annehmen, dass sich das Generoso-Becken ursprünglich weiter gegen Norden erstreckte. In der nördlichen Fortsetzung dieses alten Beckenrandes biegt nun die M. Grona-Linie auffällig gegen Süden um. Die M. Grona-Linie ist in unserem Untersuchungsgebiet als flexurartige Störung entwickelt. Das Umbiegen gegen Süden liesse sich durch das Zusammentreffen der M. Grona-Linie mit einer NS verlaufenden, ebenfalls flexurartigen Störung, das heisst dem Rand des Generoso-Beckens erklären.

Einen weiteren Hinweis auf die ursprüngliche Anlage der Luganerlinie geben uns die Verbiegungen und Knicke an der Verwerfung in der Umgebung des M. Brè.

Im Bereiche der M. Brè-Synklinale buchtet die Luganerlinie gegen Westen aus, während sie im Gebiet der Cassone-Antiklinale gegen Osten eingeknickt ist. Diese Strukturen lassen sich als Verfaltung einer gegen Osten einfallenden Verwerfungsfläche deuten.

Für die Annahme eines steil gegen Osten einfallenden Beckenrandes spricht in diesem Gebiete auch der Umstand, dass die Kieselkalke mit grosser Mächtigkeit bis an die Luganerlinie heranreichen.

Der merkwürdige Knick in der Verwerfung oberhalb Aldesago deutet auf weitere Komplikationen. Da die Kieselkalke des Südschenkels der M. Brè-Synklinale keine Beeinflussung zeigen, müssen wir annehmen, dass diese Kerbe durch Strukturen der tieferliegenden Schichten bedingt ist. Es ist denkbar, dass der Hauptdolomit an der Störung aufgebogen wurde und sich bei der Faltung seitlich mit dem Kristallin verschuppte. Bei der Hebung des Westflügels konnte dann ein derart entstandener Kristallinkel die Kieselkalke von unten her durchdringen. Alle diese Hinweise sollen nicht als Beweisführungen betrachtet werden. Es handelt sich nur um nach unserer Auffassung mögliche Interpretationen der beobachteten Strukturen.

Etwas leichter erfassbar sind die Beziehungen zwischen der NW-Faltung und der M. Grona-Linie am Nordrand der Sedimente. Die M. Grona-Linie schneidet nämlich alle NW streichenden Strukturen schief ab. Im Dolomitgebiet der innern Val Solda kommt dies besonders gut zur Geltung. Wir halten diese Störung deshalb für jünger als die Faltung. Die M. Grona-Linie scheint uns bedingt zu sein durch das Emporsteigen des nördlich anschliessenden insubrischen Kristallins. Ob ein genetischer Zusammenhang mit der Jorio-Tonale-Linie besteht, sei hier nicht diskutiert. Ihr paralleler Verlauf dürfte als Hinweis hierfür angesehen werden.

## 5. Der M. San Salvatore und Vergleich mit den tektonischen Strukturen des übrigen Luganergebietes

Das Gebiet der Denti della Vecchia-M. Boglia-M. Brè bildet mit dem südlich anschliessenden Generoso-Becken stratigraphisch und tektonisch eine Einheit.

In der Einleitung zum Exkursionsbericht der S.G.G. (1940) finden wir die wichtigsten geologischen Daten des Generoso-Beckens von Prof. L. VONDER-SCHMITT kurz zusammengefasst. Wir möchten hier lediglich auf einige tektonische Analogien aufmerksam machen.

Viel auffälliger als in unserem Arbeitsgebiet tritt hier der Unterschied in der Tektonik des Ost- und Westflügels der Luganerlinie in Erscheinung. Ähnlich wie in unserem Untersuchungsgebiet wechseln auch hier die relativen Sprunghöhen der Verwerfung durch das Interferieren der verschiedenen Strukturen der beiden Flügel.

Im Gebiete von Mendrisio finden wir die Obergrenze des Hauptdolomits zu beiden Seiten auf nahezu derselben Höhe. Im Bereich des M. S. Giorgio-

Gipfels liegt die Obergrenze des Hauptdolomits im Ostflügel bereits ca. 2400 m tiefer. Dieser Betrag dürfte gegen den Scheitel des Luganer Porphyrgewölbes noch zunehmen, sinkt aber im Gebiet von Campione, nach roher Schätzung, auf ca. 1000 m.

Ein wesentlich anderes Bild ergibt sich, wenn wir statt der Obergrenze des Hauptdolomits diejenige des untern Lias als Bezugsfläche wählen, das heisst, den Betrag der Absenkung des Generosobeckens während der Sedimentation des untern Lias nicht mitrechnen.

Für das Gebiet von Mendrisio ergibt sich sodann eine Hebung des Ostflügels um ca. 400 m. Durch das gleichmässige Ansteigen der Sedimentplatte des M. S. Giorgio nimmt dieser Betrag gegen Norden rasch ab. Im Bereich des Gipfels des M. S. Giorgio liegt der Ostflügel wieder um ca. 1400 m tiefer. Im Gebiet von Campione liegt die Obergrenze des Lias zu beiden Seiten der Luganerlinie schätzungsweise auf derselben Höhe.

Ein Vergleich dieser Zahlen mit den entsprechenden Werten des Gebietes der Denti della Vecchia lässt auf ein ähnliches Bewegungsbild schliessen.

Während der Ablagerung des untern Lias, sehr wahrscheinlich auch zur Zeit des Rhät und des Hauptdolomits, bildete sich im Osten der Luganerlinie das Generoso Becken.

Die Absenkung betrug während der Sedimentation des untern Lias mindestens 1000 m. Im Laufe der alpinen Orogenese wurden die Sedimente im Ostflügel der Luganerlinie intensiv gefaltet. Die Faltenachsen streichen schief zur Luganerlinie. Dadurch mussten Stauchungen entstehen, die vermutlich durch seitliches Ausweichen der beweglichen Kieselkalkmassen (Blattverschiebung von St. Agatha und Generosoüberschiebung) einen Ausgleich fanden. Während im Ostflügel der Luganerlinie horizontale Bewegungen vorherrschen, überwiegen im westlichen Gebiet vertikale Blockbewegungen.

Im südlichen Luganergebiet hob sich als Reaktion auf die alpinen Bewegungen die Luganer Porphyrscholle<sup>1)</sup>.

Die Luganer Porphyrscholle hob sich entlang ihrer ursprünglichen Nordgrenze über die Sedimente der sogenannten Val Cuvia-Synklinale. Dieser Sedimentzug stellt eine grabenartige Senke dar, zwischen der Porphyrscholle und dem im NW aufsteigenden Kristallin. Die Achsen der Aufwölbungen des Kristallins streichen EW, während die Aufschiebung der Porphyre NE streicht. Aus diesem Grunde öffnet sich die Val Cuvia-Senke gegen Westen.

Für unsere Ausführungen sind vor allem die Strukturen am Ostende der Val Cuvia-Senke, im Gebiet des M. S. Salvatore wichtig (vgl. Fig. 14 und 15).

Die Tektonik des Salvatoregebietes ist weitgehend durch vertikale Blockbewegungen bedingt. Im Süden hob sich die Porphyrscholle, während im Norden und Westen das Grundgebirge in die Höhe stieg. Im EW-Profil erscheint der M. S. Salvatore und das westlich anschliessende Kristallin als eine gegen Osten absteigende Bruchterasse. Die westlichste, höchste Stufe bildet das Kristallin des Collina d'Oro, die nächstfolgende, die Dolomite von Carabbia, die tiefste bildet der Dolomitklotz des M. S. Salvatore. Im NS-Profil erscheint der Salvatore als grabenartig versenkte Mulde. Die muldenartige Umbiegung steht in keinem Zusammenhang mit den Brüchen der Umrandung. Die Mulde streicht EW und fällt mit ca.

<sup>1)</sup> Da von einer Faltung in diesem Gebiet nicht gesprochen werden kann, ziehen wir den Ausdruck Scholle der Bezeichnung Antiklinale (Maroggio-Prinzio Antiklinale) vor. Die NW-Grenze der Porphyrscholle ist vom M. S. Salvatore bis zum Campo dei Fiori, SE Cuvio, eine steil stehende Verwerfung. Einzig am Westende des M. Campo dei Fiori zeigen Rhät und Kieselkalke über dem Rand der abtauchenden Scholle eine flexurartige Umbiegung.

40–60 Grad gegen Westen ein. Die bei Cap S. Martino sichtbare Aufwölbung scheint mit der zentralen Mulde in keiner genetischen Beziehung zu stehen. Die Achse dieser Mulde streicht ca. N 60–70 W und liegt nahezu horizontal. (Fig. 12, Nr. 4).

Durch das Emporsteigen der Scholle von Carrabbia und der Collina d'Oro wurden die Sedimente der Val Cuvia-Synklinale im südlich anschliessenden Kristallin fast vollständig ausgequetscht.

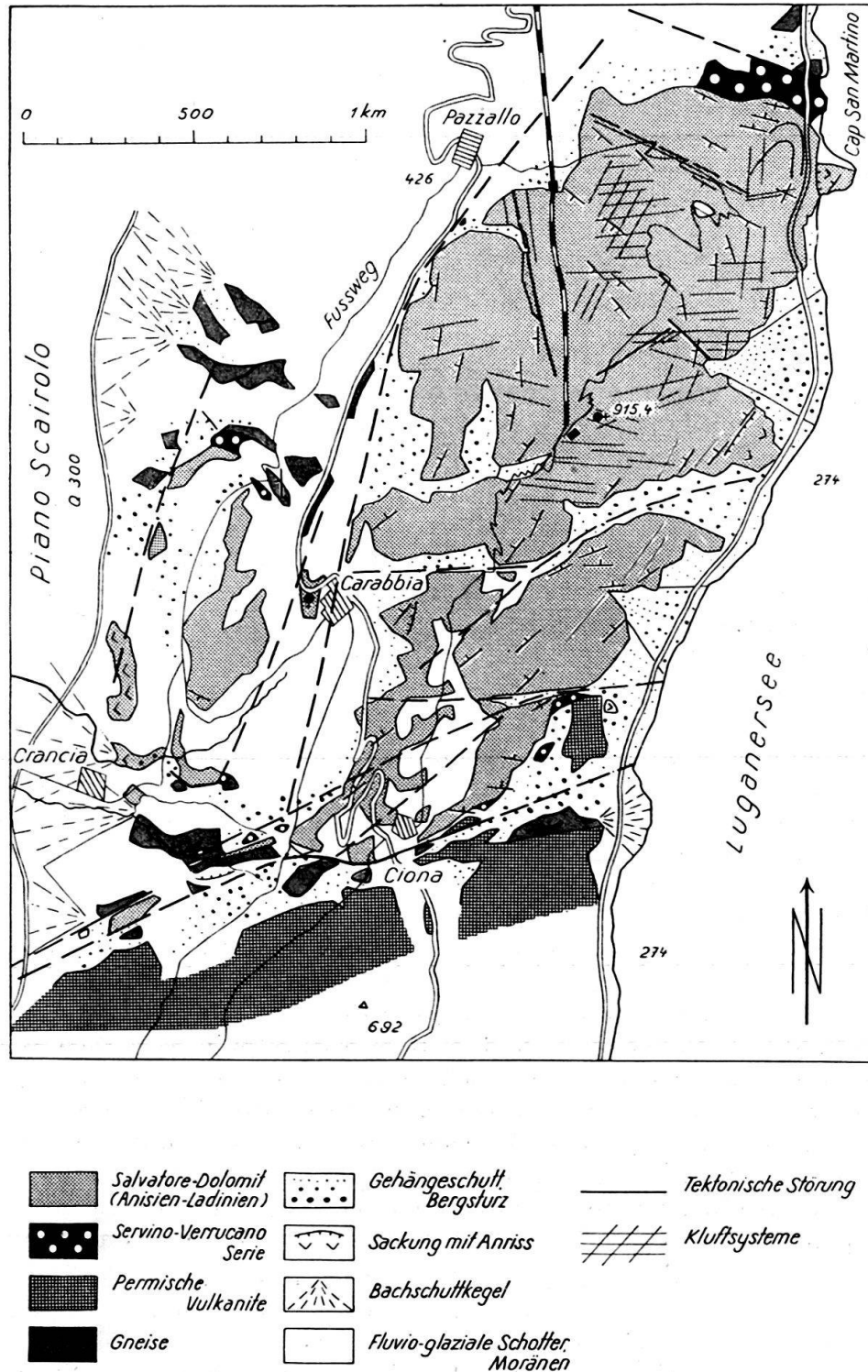
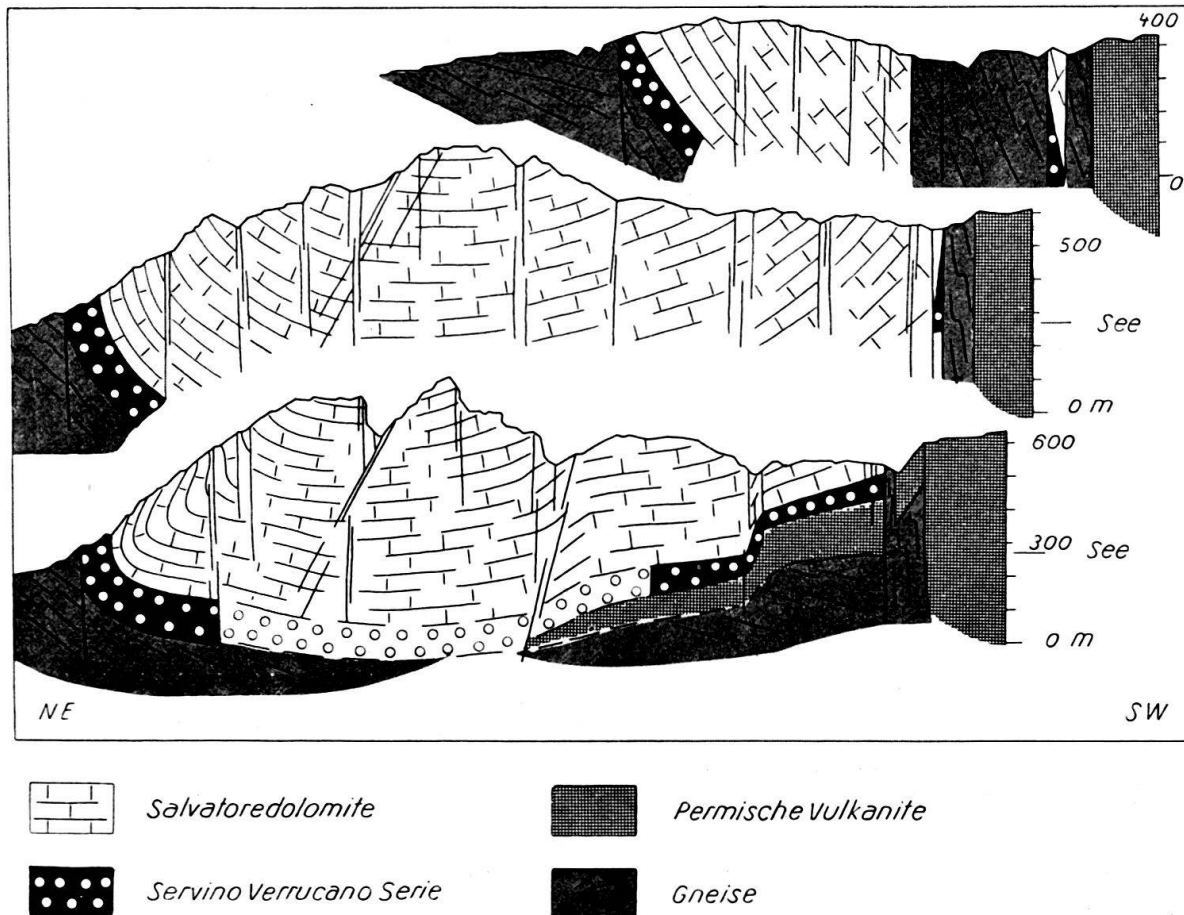


Fig. 14. Geologische Karte des M. San Salvatore bei Lugano, im Masstab 1:25000.



Im Norden des Salvatoregebietes steigt das Kristallin des Luganergebietes als flach gewellte Scholle in die Höhe. Wir haben über die Tektonik dieses Gebietes im Abschnitt über das herzynische Grundgebirge gesprochen (p. 101).

Ungefähr auf der Linie Cadro–Lago d'Origlio wölbt sich die Scholle gegen Norden auf. Diese Aufwölbung liegt in der westlichen Fortsetzung der M. Grona-Linie und scheint uns auch hier durch das Emporsteigen einer nördlich anschließenden Scholle bedingt zu sein.



Servino Verrucano Serie unter Schutt:  
Signatur ohne Schwarz.

Fig. 15. Geologische Profile des M. San Salvatore bei Lugano.

Wenn wir nach diesem kurzen Überblick die Tektonik der beiden Flügel der Luganerlinie vergleichen, scheint uns ein Zusammenhang, in dem sich die Strukturen des Westflügels unter dem Generosolias fortsetzen sollten, kaum möglich. Weder von der Porphyrscholle noch von der Val Cuvia-Senke oder der flachen Kristallinscholle von Lugano sind im Osten irgendwelche Anzeichen vorhanden. Die Frage, ob nicht die Luganerlinie durch Unterschiede des kristallinen Sockels, zum Beispiel durch das Auftreten der Porphyre im Westen der Luganerlinie bedingt sein könnten, scheint uns hier berechtigt.

Was die Abgrenzung der Porphyre gegen Osten betrifft, haben wir folgende Anhaltspunkte: Im Gebiete der Denti della Vecchia treten, mit Ausnahme einer dünnen Lage brecciöser Quarzporphyre, keinerlei porphyrische Gesteine auf. Weiter im Osten, am Ufer des Comersees, an der Gaeta und bei Bellano am Fusse



der Grigna, fehlen diese vollständig. Erst ca. 40 km östlich der Luganerlinie, bei Introbio in der Val Sassina, tritt unter dem immer mächtiger werdenden Verrucano eine Serie von vulkanischen Tuffen und Laven auf, die für die Collioschiefer der Bergamaskeralpen charakteristisch sind.

Es scheint uns deshalb möglich, dass die Luganer Porphyre gegen Osten, ähnlich wie gegen NW, an einem alten Grabenrand auskeilen. Die Anlage der Luganerschwelle liesse sich in diesem Zusammenhang als Hebung der Porphyrscholle während des Mesozoikums erklären. Ebenso liesse sich die Entstehung der Luganerlinie während der alpinen Orogenese auf diese alte Struktur zurückführen.

Die Sedimente im Ostflügel der Luganerlinie zeigen ein axiales Ansteigen von ca. 25 Grad gegen Osten. Dadurch tritt in der Umgebung des Comersees die Unterlage der Kieselkalke des Generosogebietes an die Oberfläche. Es sollte deshalb möglich sein, anhand der Tektonik dieser östlich anschliessenden Gebiete etwas über die Struktur der Unterlage des Generosolias auszusagen. Ein solcher Versuch kann bis heute nicht unternommen werden, da keine genügenden Untersuchungen am Westufer des Comersees vorliegen. Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich aus dem Umstand, dass wir über die Mächtigkeit des Rhät und des Hauptdolomits unter den Kieselkalken des Generoso nicht orientiert sind.

Wir fassen das Wichtigste kurz zusammen.

Das Gebiet der Denti della Vecchia bis zum M. Brè bildet mit dem südlich anschliessenden Generosogebiet stratigraphisch und tektonisch eine Einheit. An der Luganerlinie lässt sich im Generosogebiet ein ähnlicher Verlauf der Bewegungen feststellen, wie im Gebiet der Denti della Vecchia. Während der Ablagerung des Hauptdolomits, des Rhät und des untern Lias senkte sich im Osten der Luganerlinie das Generosobecken. Im Verlauf der alpinen Orogenese wurden die Sedimente dieses Beckens intensiv gefaltet. Im Westflügel herrschen vertikale Schollenbewegungen vor. Im Süden hob sich die Luganer Porphyrscholle, während im Norden das Luganer Kristallin emporstieg. Zwischen diesen beiden Schollen finden wir die Sedimente der Val Cuvia-Senke eingeklemmt. Auf der Linie Cadro-Lago d'Origlio wölbt sich die Kristallinscholle von Lugano auf. Diese Aufwölbung liegt in der westlichen Fortsetzung der M. Gröna-Linie, welche die Nordgrenze der Sedimente des Gebietes der Denti della Vecchia bildet.

Im Gebiet des Comersees tritt die Unterlage der Kieselkalke des Generoso an die Oberfläche. Ein Vergleich dieser Strukturen mit denjenigen des Generosolias ist vorläufig nicht möglich, da vor allem das italienische Generosogebiet und die nördliche Brianza zu wenig bekannt sind.

#### **6. Einige Bemerkungen zur Generosodecke von Prof. R. Staub**

Nach der Auffassung von Prof. R. STAUB (1951) stellt die Generosomasse eine eigene südalpine Decke dar, die genau wie eine Teildecke der nördlichen Kalkalpen vom Innenrand der insubrischen Antiklinale bis weit nördlich des Salvatorezuges vordrang.

Mit andern Worten, die Sedimente östlich der Luganerlinie gehören zu einer Decke, die aus dem Gebiete südlich Mendrisio bis über das Quertal von Porlezza hinaus nach Norden vordrang.

Die Front dieser alpenwärts gestossenen Generososcholle soll zum allermindesten dem Südrand des Rhät der Val Solda entlang gegen Osten bis ins Gebiet von Menaggio ziehen. Prof. R. STAUB hält es für durchaus möglich, dass das ganze Dolomitgebirge der Val Solda zur Generosomasse gezählt werden muss. Die Front dieser Masse würde sodann dem Nordrand der Sedimente entlang von Cadro bis nach Acquaseria am Comersee verlaufen.

Die Westgrenze der Generosomasse (unsere Luganerlinie) ist nach R. STAUB in erster Linie als Erosionsrand der Decke aufzufassen.

Wir möchten diesen Ansichten folgendes entgegenhalten:

Die Sedimente des Gebietes der Denti della Vecchia vom Verrucano bis zu den liasischen Kieselkalken des M. Brè stellen eine kontinuierliche Sedimentfolge dar, die das insubrische Kristallin normal überlagert.

Eine Stirne, eine um grössere Beträge vorgestossene Schubmasse, existiert in diesem Gebiet nicht. Sie müsste innerhalb des insubrischen Kristallins zu suchen sein.

Ebenso ist auch im Süden der Generosomasse der Zusammenhang der mesozoischen Sedimente von Mendrisio bis in die Bergamaskeralpen nirgends durch grössere Störungen unterbrochen.

Eine Eigenbewegung der Sedimente des Generosogebietes ist aus diesen beiden Gründen nicht mehr möglich, es sei denn, sie hätten die ganzen Lombardischen Alpen mit sich gerissen.

Zur Annahme einer Überschiebung von Karbon auf die basale Servino-Verrucano-Serie an der Gaeta haben wir bereits Stellung genommen (p. 109). Es handelt sich dort um eine normale Einlagerung von quarzitischen Sandsteinen und dunkeln, tonigen, dolomitischen Sandsteinen mit sandigen Dolomiten in die Servino-Verrucano-Serie.

Die von Prof. R. STAUB als Ausbiss einer Überschiebungsfläche gedeutete Luganerlinie lässt sich von Mendrisio bis in die Gegend von Cadro als steil stehende Verwerfung verfolgen, deren Ostflügel im Durchschnitt über 1000 m tiefer liegt.

Prof. R. STAUB hat in seinem Werk „Gedanken zum Bau der Südalpen“ viele, wichtige und interessante Zusammenhänge aufgedeckt und die Geologie der Südalpen auf lange Zeit hinaus mit neuen Problemen versehen. Was die Tektonik des Luganer Gebietes betrifft, lassen sich die Ansichten von R. STAUB mit unsern Feldbefunden nicht vereinbaren.

Wenn wir die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse des Luganer Gebietes in ihrem Zusammenhang betrachten, glauben wir annehmen zu dürfen, dass vertikale Blockbewegungen (R. STAUB [1951], p. 251), wenn sie sich auch nicht direkt mit denjenigen des Basler Tafeljura vergleichen lassen, doch eine grosse Rolle spielten.

## QUARTÄR

Die quartären Bildungen wurden in unserer Arbeit nicht systematisch untersucht. Wir möchten hier lediglich einige Beobachtungen anführen, die sich im Laufe der Kartierung ergaben.

### 1. Eiszeitliche Ablagerungen

Im Gebiete der Denti della Vecchia sind keine Anzeichen einer früheren Eigenvergletscherung vorhanden. Typische Karformen treten erst im nördlich anschliessenden Kristallinegebiet auf, in Höhen von über 2000 m ü. M.

Von grosser Bedeutung sind jedoch die Ablagerungen der alpinen Gletscher, welche als Seitenarme der mächtigen Talgletscher des Tessin und des Addatales in das Luganergebiet eindrangen.

Die Eismassen des Tessingletschers erreichten unser Gebiet über die Passlücke des Ceneri und die Monti di Medeglia. Im Gebiet der Denti della Vecchia reicht das Erratikum dieses Gletschers bis in eine Höhe von ca. 1200 m ü. M. In der Umgebung der Alpe Bolla, ca. 1100 m ü. M., lässt sich bereits eine geschlossene Moränendecke von grösserer Ausdehnung beobachten. Die zahlreichen Terrassen