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: II: Deckgebirge

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: 03.07.2025

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

Interessant sind in dieser Hinsicht die Aufschlüsse in einer Runse an der Pianca bella, NW unterhalb der Cima Fiorina (Koord. 726.27/102.7). Karbonkonglomerate, Gesteine der Servino–Verrucano-Serie und bunte Raiblerschichten sind hier zwischen dem Hauptdolomit und den Gneiss chiari zu einem unentwirrbaren Brei zerknetet. Der Hauptdolomit ist seinerseits auf grosse Breite feinsplitterig zerrieben. Ähnliche Aufschlüsse sind an der M. Grona-Linie von der Val Rezzo bis in die Val Sanagra häufig. Die Karbonvorkommen der Alpe Logone und von Breglia stellen durch die alpine Tektonik isolierte Schuppen dar zwischen dem Grundgebirge und dem Hauptdolomit.

Die wichtigsten Ergebnisse über die Lagerung des Karbons sind kurz folgende:

Das Obere Karbon des Luganergebietes überlagert diskordant ein tieferodiertes älteres Grundgebirge. Nach der Ablagerung des obern Karbon (Westphalien B, C) und vor derjenigen der Servino–Verrucano-Serie (oberstes Karbon (?) –Perm–untere Trias) fand eine herzynische Faltungsphase statt. Das Karbon der Denti della Vecchia wurde bei dieser Bewegung von einer Gneismasse deckenartig überfahren und in diese eingeschuppt. Über diese Gneisdecke transgredierte die Servino–Verrucano-Serie. Diese Transgression reichte stellenweise bis auf die Unterlage der Decke (Val Rezzo, Salvatore?).

II. DECKGEBIRGE

A. Servino–Verrucano-Serie

1. Definition und Übersicht

Unter der Bezeichnung Servino–Verrucano-Serie fassen wir detritische Ablagerungen an der Basis des Mesozoikums zusammen. Verrucano und Servino sind Bezeichnungen, die sich für typische Gesteine des Perms und der untern Trias der Alpen eingebürgert haben. Der Ausdruck Verrucano ist für Konglomerate und bunte grobe, brecciöse Sandsteine mit Konglomeratlagen gebräuchlich. Servino wird für feinkörnige, rote und grüne, tonige Sandsteine und Tone verwendet[1]).

Die Servino–Verrucano-Serie der Lombardischen Alpen transgrediert über ein tieferodiertes und stark verwittertes Grundgebirge. Das Luganergebiet stellt gegenüber den Bergamaskeralpen eine Schwellengebiet dar. Die Mächtigkeit der Ablagerungen übersteigt in den zentralen Bergamaskeralpen 2000 m. Im Luganergebiet beträgt sie durchschnittlich 100—200 m, dazu kommen im SW ca. 5—800 m porphyrische Gesteine.

Charakteristisch für die zentralen Bergamaskeralpen sind die mächtigen Collioschiefer mit ihren Porphyren, Tuffen und Porphyrlagen. Darüber folgen die

---

[1]) Zur Bezeichnung Servino–Verrucano-Serie:

Die Ausdrücke Servino und Verrucano wurden als lithologische Bezeichnungen in die geologische Literatur eingeführt (vgl. B. STUDER, Index 1872). Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zu stratigraphischen Einheiten ist in jedem Falle anhand von Fossilien erst zu beweisen. In der Servino–Verrucano-Serie der Südalpen nehmen Servino-Gesteine in den obern Partien der Serie im allgemeinen überhand. An mehreren Orten konnte in diesem Gestein anhand von Fossilien untere Trias (Skythien) nachgewiesen werden. Sicheres Perm wurde bis jetzt in den Lombardischen Alpen nirgends festgestellt. Die Festlegung der Grenze Perm/untere Trias an der lithologischen Grenze zwischen Servino und Verrucano ist nicht zulässig. Ebenso fragwürdig ist die Annahme, dass sich die Porphyrergüsse in den Südalpen ausschliesslich auf Perm beschränken, und dass die Porphyre zur Abgrenzung von Perm gegen das obere Karbon und die untere Trias verwendet werden könnten (vgl. p. 110).

Verrucano-Konglomerate, die nach oben in die feinern Sandsteine und Tonschiefer des Servino übergehen.

Ausführliche zusammenfassende Beschreibungen geben I. Dozy (1935) und C. M. de Sitter (1949).

An der Basis der Servino–Verrucano-Serie treten im Luganergebiet die bekannten Luganer Porphyre auf. Diese vulkanischen Ablagerungen gehen in ihrer Hauptmasse gegen NW nicht über die sogenannte Val Cuvia-Synklinale hinaus. Nordwestlich dieser Zone kommen nur noch geringmächtige Tuffdecken und Porphyrlagen vor.

Bevor wir zu den Einzelprofilen unseres Gebietes übergehen, möchten wir einige wichtige Gesteinstypen, die in diesen Profilen immer wieder auftreten, kurz besprechen.

2. Beschreibung einiger wichtiger Gesteinstypen:

a) Quarzknauerkonglomerate (Verrucano).

Komponenten: Vorwiegend gut kantengerundete, abgeplattete bis flachstengelige, milchigweisse Quarzknauer (Gangquarz). Dm. 1—20 cm. Selten eckige dunkle Porphyrbrocken und Grundgebirgsgneise.

Grundmasse: Mittel- bis grobkörniger Quarzsandstein, oft intensiv weinrot gefärbt.

Ein Dünnschliff durch die sandige Grundmasse zeigt folgendes Bild: Hauptgemengteil sind eckige bis kantengerundete Quarzkörner in enger Packung. Mittlerer Dm. 1—2 mm.

Sehr selten kommen zersetzte Feldspäte vor. Die Lücken zwischen den Körnern füllt ein toniges Quarz-Glimmergereibsel, das von fein verteiltem Hämatit rot verfärbt ist.

b) Buntfarbige, brecciöse Konglomerate und konglomeratische Breccien (bunter Verrucano).

Komponenten: Gut kantengerundete milchigweisse Quarzknauer. Schlecht gerundete Porphyrbrocken von hell-orangeroter oder dunkel-weinroter bis grauschwarzer Farbe. Seltener kommen stark verwitterte und verfärbte Gneise des Grundgebirges vor.

Grundmasse: Grobkörniger Arkosesandstein mit orange verwitternden Feldspaten.

Ein Dünnschliff durch die sandige Grundmasse zeigt: Hauptgemengteile: Eckige Quarzkörner von 1—2 mm Dm. Alkalifeldspäte, zum Teil mit Mikroklingitterung. Seltener Plagioklase. Die Feldspäte sind meist getrübt und oft weitgehend serizitiert.

Untergeordnet: Glimmer.

In den Lücken Quarz–Serizitgereibsel.

c) Feinkörniger, toniger, oft stark glimmeriger Sandstein von meist weinroter Farbe (Servino).

Grundmasse: Toniges Quarz–Serizitgereibsel von feinverteiltem Hämatit braunrot gefärbt.

Darin randlich korrodierte eckige Quarzkörner von ca. 0,1 mm Dm.

Ziemlich häufig Muskovit.

d) Helle, rostigbraun verwitternde, karbonatische (vorw. dolomitische) Sandsteine und Arkosen.

Die Gemengteile entsprechen den sandigen Grundmassen von Nr. *a* und *b*. Als Zement tritt ein körniges Karbonat (Dolomit, Siderit oder Ankerit) auf. Diese Sandsteine sind oft brecciös und führen dann dunkle Porphyrbrocken und Quarzsplitter.

e) Dunkelgraue, sandige, oft glimmerige Dolomite.

Die Grundmasse bildet ein feinkörniger, krümeliger Dolomit. Als Gemengteile treten splitterige Quarzkörnchen, Muskovit und seltener Feldspäte auf. Dm. 0,1—0,2 mm.

3. Einzelprofile:

a) Das Servino-Verrucano-Profil im Riale di Castello, NE oberhalb Cadro (Fig. 5).

Das Profil ist in der Bachrunse nördlich der Alpe Stabbio von Q. 700 bis 750 aufgeschlossen (Koord. 721/100.65).

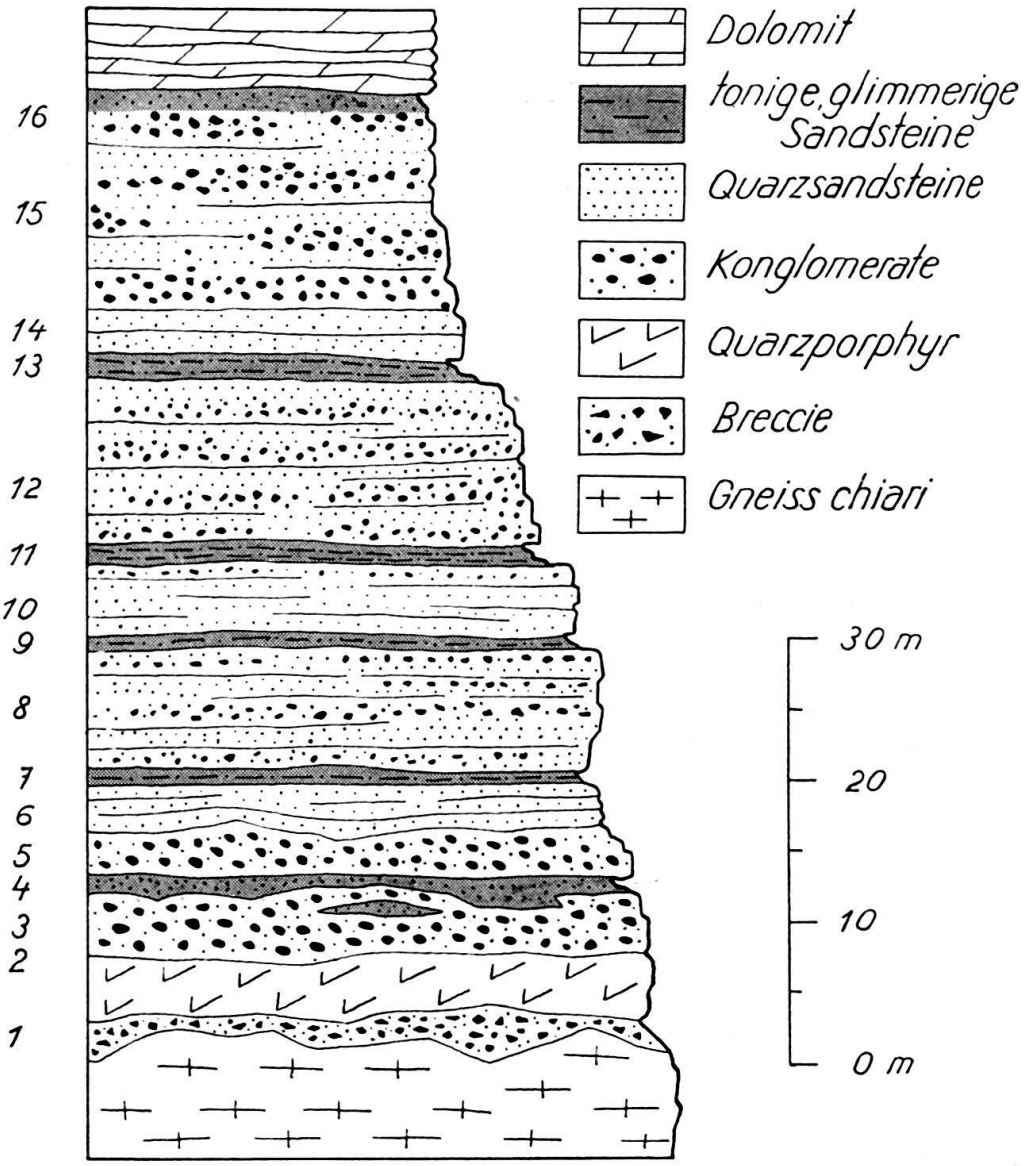

Fig. 5. Profil der Servino-Verrucano-Serie im Riale di Castello, ca. 1 km E Cadro.

Das Liegende bilden rötlichbraun verwitternde Gneiss chiari. Darüber folgen:

1. Basale Aufarbeitungsbreccie.

Eckige, rostigbraun verwitterte Brocken der Unterlage von 2—5 cm Dm., eingebettet in feineren Schutt derselben Herkunft.

2. Brecciöser Quarzporphyr.

Dieses auffällige Gestein ist hell orangerot mit dunkelweinroten Flecken und zeigt eine Mächtigkeit von 2—5 m.

Im Dünnschliff zeigen die dunkeln Partien unregelmässige Fliesstrukturen, die unter gekreuzten Nicols als feinkörniges Quarzmosaik erscheinen. Die hellen Partien sind vollständig umkristallisiert. Es lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen, ob die brecciöse Natur dieses Gesteins durch nachträgliche, teilweise Umkristallisation einer primär kompakten Porphyrlage oder durch Vorgänge bei der Eruption und deren Ausfliessen entstanden ist.

3. Quarzknauerkonglomerate.
4. Rote, tonige, glimmerige Sandsteine (Servino).
5. Quarzknauerkonglomerate.
6. Gebankte, helle, rostfleckige Sandsteine.
7. Tonige, glimmerige Sandsteine.
8. Helle, feldspatführende Sandsteine mit Konglomeratlagen.
9. Wie 7.
10. Helle, feldspatführende Sandsteine.
11. Wie 7.
12. Buntfarbige grobe Sande mit Konglomeratlagen.
13. Wie 7.
14. Gebankte Arkosesandsteine.
15. Buntfarbige, konglomeratische, grobbrecciöse Sandsteine mit nestartig angehäuften Quarzknauerlagen.
16. Rote tonige Sandsteine.

Im Hangenden folgen an einer tektonischen Scherfläche gebankte Dolomite.

b) NW-Fuss der Denti della Vecchia.

Gut aufgeschlossene Profile geben die Bachrunsen nördlich und südlich der Alpe Scirona auf Q. 1000. Die Servino–Verrucano-Serie erreicht hier 20—30 m Mächtigkeit. Die Profile entsprechen demjenigen des Riale di Castello, doch fehlt der Quarzporphyr und die basalen Quarzknauerkonglomerate.

Die Serien beginnen mit einem konglomeratischen Arkosesandstein, der ein Aufarbeitungsprodukt der liegenden Gneiss chiari darstellt. Die geringmächtigen Profile sind alle von tektonischen Störungen durchzogen und die Sedimentfolge vermutlich unvollständig.

c) Pozzetti, NE Cimadera (siehe Fig. 2 und 3, p. 95 und 96).

Das Profil ist in einer Bachrunse im Hangenden des Karbon von Pozzetti aufgeschlossen. Die genauen Ortsangaben und die allgemeinen geologischen Verhältnisse wurden im Abschnitt über das Karbon besprochen (p. 95).

Das Karbon von Pozzetti wird von einer 5—10 m mächtigen Lamelle von Gneiss chiari überlagert. Darüber folgt die Servino–Verrucano-Serie. Die Auflagerungsfläche ist tektonisch etwas beansprucht.

Wir finden von unten nach oben:

1. Heller Arkosesandstein mit orange verwitternden Feldspäten.

2. Eintönige Folge von gebankten, erdig-braun verwitternden karbonatischen Sandsteinen (ca. 25 m). Diese Sandsteine sind oft konglomeratisch und führen dunkle Porphyre und Quarzknauer. Mehrfach kommen Einlagerungen von dunklen, feinkörnigen, tonigen, glimmerigen Sandsteinen vor. In diesen Lagen treten dunkle, sandige Dolomite auf.

3. Helle Arkosesandsteine, die nach oben buntfarbig und konglomeratisch werden.

4. Rote, tonige Sandsteine. Stark verruschelt (Servino).

Im Hangenden gebankte Dolomite.

d) Innere Val Rezzo (siehe Fig. 4, p. 98).

Am Abhang SE der Bocchetta di San Bernardo finden wir rote Quarzsandsteine, wie wir sie aus der Servino–Verrucano-Serie kennen, als tektonische Schubfetzen zwischen dem Karbon und den triadischen Dolomiten. Ob es sich um eine ursprünglich transgressive Auflagerung handelt, ist schwierig zu beurteilen. Grössere Vorkommen von Servino–Verrucano-Gesteinen treten am Nordrand des kleinen Plateaus auf (Q. 1000). Stark zerrüttete Konglomerate und Sandsteine scheinen hier die Phyllonite unmittelbar zu überlagern. Es handelt sich jedoch eindeutig um abgesackte Massen, so dass wir keine Schlüsse auf die ursprüngliche Aufeinanderfolge ziehen dürfen.

e) Das Servino–Verrucano-Profil nördlich der Gaeta (Fig. 6 und 13).

Entlang der M. Grona-Linie, von der Val Rezzo gegen Osten bis zur Gaeta am Comersee, treten keine Servino–Verrucano-Gesteine mehr auf. Wir haben das klassische Profil an der Gaeta in unsere Arbeit einbezogen, um lithologisches Vergleichsmaterial für die im Gebiete der Denti della Vecchia meistens tektonisch stark gestörten Profile zu gewinnen. Es bot sich auf einer Exkursion unseres Institutes in die Südalpen Gelegenheit, dieses Profil im Detail aufzunehmen und zu studieren.

Das Profil an der Gaeta wurde von A. Escher v. d. Linth (1853) erstmals aufgenommen und beschrieben. Auf die kürzlich von Prof. R. Staub (1951) publizierte Neu-Beschreibung und die von ihm gegebene Deutung werden wir noch eingehend zu sprechen kommen.

Das Profil befindet sich an der Autostrasse von Menaggio nach Aquaseria am Ufer des Comersees, ca. 1,5 km südlich des letztgenannten Dorfes.

Das Liegende der Servino–Verrucano-Serie bilden die Gneiss chiari. Auffallend ist das Fehlen einer intensiven permischen Verwitterung und Aufarbeitung, wie wir das an der Basis dieser Serie im Luganergebiet zu finden gewohnt sind. Die basalen Konglomerate überlagern mit einer leichten Winkeldiskordanz die hellen Gneise, die nur auf den Kluftflächen rötlich verfärbt sind.

Wir finden von unten nach oben (Fig. 6):

1. Basale Quarzknauerkonglomerate.
2. Heller Quarzsandstein.
3. Feinkörniger, roter, toniger Sandstein (Servino).
4. Helle Sandsteine mit Konglomeratlagen.
5. Rote, tonige Sandsteine, wechsellagernd mit konglomeratischen Sandsteinen.
6. Graues, gebanktes Tongestein.

Im Dünnschliff: Feine filzige Grundmasse von Serizit und Quarz. Darin rundliche Karbonatkörnchen von 0,1—0,2 mm Dm. Vermutlich Konkretionen von Siderit oder Ankerit. Über das ganze Schliffbild verteilt dunkle Erzkörnchen.

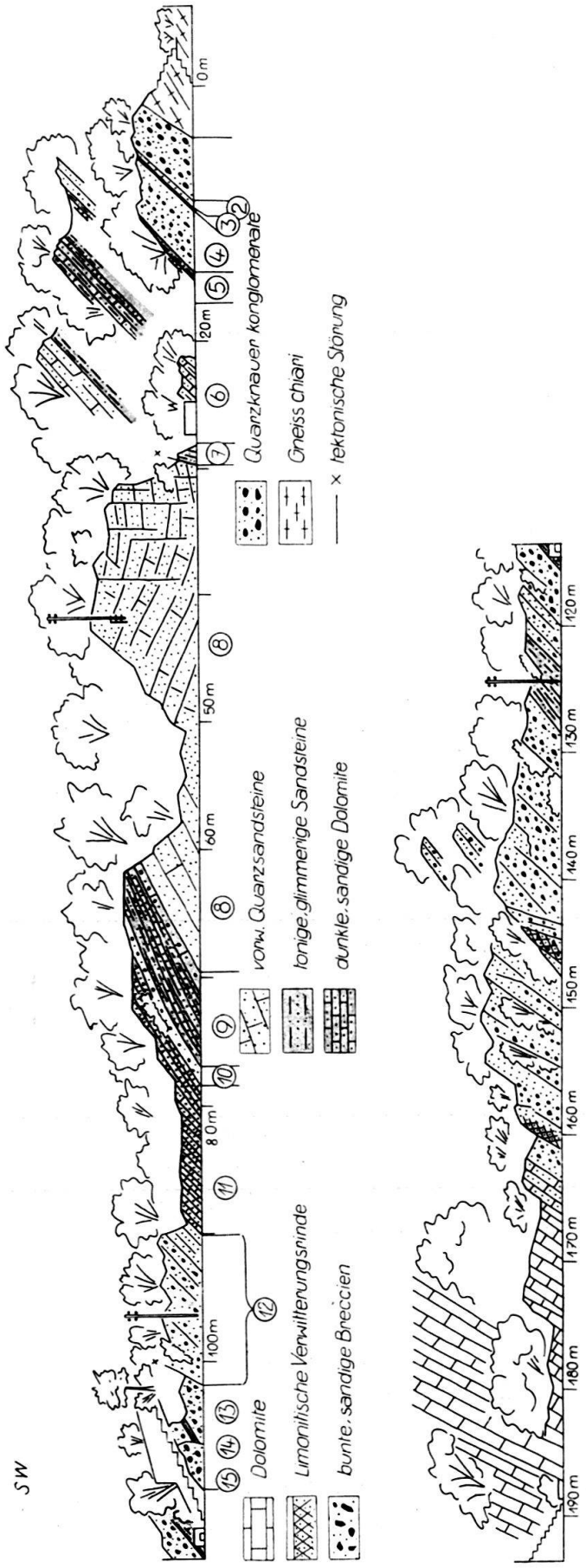

Fig. 6. Profil der Servino-Verrucano-Serie an der Gaeta, ca. 2 km N Menaggio am Comersee.

7. Feinkörnige, rote, tonige Sandsteine (Servino).
8. Helle, karbonatische, zum Teil kieselige Quarzsandsteine. In den oberen Teilen konglomeratisch mit dunkeln Porphyrgeröllen. Diese Sandsteine bilden ein kleines Gewölbe, das von einer Störung abgeschnitten wird. In der Runse, ca. 20 m über der Strasse, lässt sich ein normales Aufeinanderfolgen von Schicht 7 und 8 beobachten.
9. Schwarzbraun verwitternde, feinbankige, glimmerige Sandsteine und sandige Dolomite.
10. Gebankte, helle, dolomitische, konglomeratische Sandsteine.
11. Dunkle, feinbankige, dolomitische Sandsteine und sandige Dolomite.
12. Grobbankige helle, konglomeratische Sandsteine.
13. Buntfarbige, sandige Breccien (bunter Verrucano).
14. Rote glimmerige Sandsteine (Servino).
15. Grobe konglomeratische Sandsteine mit Quarzknauern.

Bis zu den Dolomiten der unteren Trias folgt nun eine mächtige Serie von Servino–Verrucano-Gesteinen in unregelmässiger Wechsellagerung. Auffällig sind die in unserem Profil eingezeichneten Störungen und Kluftflächen mit rostigbrauner Anwitterung. Im angrenzenden Gestein lassen sich stets winzige Pyritwürfel erkennen. Es dürfte sich um eine Erzimprägnation durch auf diesen Störungen zirkulierende Wasser handeln. Diese Imprägnationen stehen vermutlich mit den Erzlagen im hangenden Anisien in Beziehung.

Besprechung des Profils.

Das Servino–Verrucano-Profil nördlich der Gaeta stellt eine einheitliche normale Sedimentfolge dar, von der Transgression auf das Grundgebirge bis in die triadischen Dolomite.

Diese Folgerung lässt sich mit der Ansicht, die Prof. R. Staub (1951) vertritt (p. 267ff.), nicht vereinbaren. Nach R. Staub sind die Schichten 8—10 unseres Profils ins Oberkarbon zu stellen. Es handelt sich um die hellen Quarzsandsteine und die dunklen feinbankigen dolomitischen Sandsteine und die sandigen Dolomite. Als Grund für diese Annahme führt er die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit dem Karbon von Manno und das Auftreten von echten Auernigkonglomeraten an. Das Oberkarbon der Val Sanagra soll dieser Serie lithologisch und tektonisch entsprechen. Entlang einer Schubfläche (Störung zwischen Schicht 7 und 8 unseres Profils) sei dieses Oberkarbon samt dem hangenden Mesozoikum auf die autochthone Verrucano-Basis (Schicht 1—7) aufgeschoben. Wie aus unserer Profilbeschreibung bereits hervorgeht, erwies sich die Verstellung zwischen Schicht 7 und 8 beim Weiterverfolgen des Profils hangaufwärts als lokale Störung von untergeordneter Bedeutung. Ferner führen die Schichten 8—10 durchgehend Porphyrbrocken, was uns aus dem Karbon des Luganergebietes bis jetzt nirgends bekannt ist. Lithologisch entsprechende Gesteine sind jedoch in der Servino–Verrucano-Serie des Luganergebietes häufig. Dolomitische Sandsteine und sandige Dolomite konnten im Karbon des Luganergebietes noch nirgends festgestellt werden. Was den Zusammenhang mit dem Karbon der Val Sanagra, wie ihn R. Staub postuliert, betrifft, so haben wir die tektonische Stellung dieses Vorkommens im betreffenden Abschnitt besprochen. Es handelt sich um ein isoliertes Schubpaket zwischen den Gneisen des Grundgebirges (im Norden) und dem Hauptdolomit (im Süden). Auch in lithologischer Hinsicht lassen sich zwischen dem Karbon der Val Sanagra und den Gesteinen der Gaeta keine Zusammenhänge feststellen.

4. Alter und Ablagerungsverhältnisse

Aus der Servino–Verrucano-Serie des Gebietes der Denti della Vecchia sind uns bis jetzt keine Fossilien bekannt. Was ihr Alter betrifft, sind wir somit auf lithologische Vergleiche mit andern Gebieten angewiesen. In Frage kommen zunächst alle Formationen zwischen dem obern Karbon im Liegenden und den Salvatore-Dolomiten (Anisien-Ladinien) im Hangenden. Die Nachbargebiete geben uns folgende Anhaltspunkte: Am M. San Giorgio fand H. Reich (1912) wenige Meter über den Porphyriten Fossilien der Campilerschichten (Oberes Skythien). Ebenso gelang es E. Trümpy im Grignagebiet in den obersten Schichten seines Permo-Werfenien Fossilien der Campilerschichten (Oberes Skythien) zu finden.

Die Art der Auflagerung der Servino–Verrucano-Serie auf das Grundgebirge setzt eine längere Erosionsperiode zwischen der Ablagerung dieser Schichten und dem oberen Karbon voraus. Gegenüber den Bergamaskeralpen stellte das Luganergebiet, wie wir schon eingangs erwähnt haben, in der Art und Mächtigkeit dieser Sedimente ein Schwellengebiet dar. Wir können annehmen, dass das Luganergebiet nach Ablauf der herzynischen Bewegungen während längerer Zeit der Erosion frei lag und das Material zu den mächtigen Ablagerungen der Bergamaskeralpen lieferte. Wir vermuten aus denselben Gründen, dass oberstes Karbon und Perm in unserem Gebiet fehlen und die Sedimentation erst mit der Triastransgression wieder einsetzte.

Wir betrachten die Quarzknauerkonglomerate, den Servino und die Quarzsandsteine als Restprodukte der Verwitterung und Erosion eines bis zur Peneplaine abgetragenen Gebirges. Das Material dieser Ablagerungen entstammt vorwiegend dem kristallinen Grundgebirge. Der bunte Verrucano hingegen stellt eine Einschwemmung von frischem Porphyrmaterial und kristallinen Gesteinen dar.

Alle diese Sedimente sind im Gegensatz zu den Ablagerungen des obern Karbons stets gut geschichtet und sortiert. Kreuzschichtung konnte nirgends festgestellt werden. Typisch für die Sedimentation ist die in den meisten Profilen vorhandene mehrfache Wiederholung der Folge Verrucano–Servino-Quarzsandstein. Die dolomitische Grundmasse vieler Sandsteine, und vor allem die Einschaltung von sandigen Dolomiten, sprechen für ein marines Milieu. Es handelte sich vermutlich um weiträumige, strandnahe Bildungen eines Flachmeeres. Die brecciösen Quarzporphyre des Riale di Castello und des M. Brè stellen vermutlich schmale Ausläufer der Luganer Porphyre dar.

B. Die Salvatore Dolomite (Anisien–Ladinien)

Die Salvatore-Dolomite werden in die mittlere Trias gestellt. Diese ist in den Lombardischen Alpen durch eine wechselreiche koralligene Schelffacies gekennzeichnet. Charakteristisch sind mächtige Diploporendolomite, welche seitlich in reichgegliederte lagunäre Mergel und Kalke übergehen.

Im Luganergebiet ist eine sichere Unterteilung der mittleren Trias in die Stufen Anisien und Ladinien nur in der Gegend des M. San Giorgio möglich, anhand des durch seinen Fossilienreichtum bekannten Grenzbitumenhorizontes. Im übrigen Luganergebiet bildet die mittlere Trias einen einheitlichen, fossilarmen Dolomitkomplex, die Salvatore-Dolomite.

Im Gebiete der Denti della Vecchia sind die Salvatore Dolomite nirgends vollständig aufgeschlossen. Von der liegenden Servino–Verrucano-Serie und den hangenden Raiblerschichten sind sie fast immer durch Brüche und kleinere Überschiebungen getrennt.

Generell lässt sich folgendes aussagen:

Über der Servino–Verrucano-Serie folgen gut gebankte, dunkle, oft sandige Dolomite. Diese gehen nach oben allmählich in grobbankige bis kompakte, helle Dolomite über. Die Bankung ist aber nie so ausgeprägt wie im Hauptdolomit.

Die lithologische Beschaffenheit wechselt von Ort zu Ort.

Häufig sind grob- bis feinkörnige, milchigweisse Dolomite, oft erfüllt von Diploporen. Stellenweise zeigen diese Dolomite eine feine Bänderung in helle und dunkle Lagen.

Am NW-Fuss der Denti della Vecchia herrschen mittel- bis feinkörnige dunkle, leicht bituminöse Dolomite vor.

Die Salvatore-Dolomite lassen sich vom Hauptdolomit nur lokal in bestimmten Profilen unterscheiden. Es treten dieselben Gesteinstypen in beiden Stufen auf.

Vorkommen und Mächtigkeit

Im Gebiet der Alpe Bolla treten die Salvatore-Dolomite mit einer Mächtigkeit von minimal 200 m auf. Sie bilden hier zwei flache Schollen, die gegen Westen von der Luganerlinie begrenzt werden, so dass die stratigraphische Unterlage nirgends zutage tritt. Am NW-Fuss der Denti della Vecchia sehen wir die Salvatore-Dolomite gegen NO rasch an Mächtigkeit abnehmen. Unterhalb des Sasso Grande bilden die Salvatore-Dolomite noch ein schmales Band von 20—30 m Mächtigkeit zwischen der Servino–Verrucano-Serie und den Raiblerschichten. Die Grenzfläche zwischen diesen lithologisch so verschiedenen Serien ist stets als tektonische Gleitfläche ausgebildet, doch ist die normale Aufeinanderfolge nicht gestört. Weiter gegen NE, entlang der M. Grona-Linie, treten keine eigentlichen Salvatore-Dolomite mehr auf. Wir finden über der Servino–Verrucano-Serie plattige Dolomite mit Einlagerungen von bituminösen Kalken und Dolomiten, eine Serie, die wir bereits zu den Raiblerschichten rechnen müssen.

In der innern Val Rezzo liegen die Raiblerschichten mit mächtigen basalen Breccien unmittelbar über dem Karbon. Der Salvatore-Dolomit tritt erst an der Gaeta wieder mit grösserer Mächtigkeit auf. Wir werden auf diese Probleme am Schlusse des folgenden Kapitels eingehender zu sprechen kommen.

C. Die Raiblerschichten

1. Definition und Übersicht

Als Raiblerschichten bezeichnen wir in unserem Gebiet eine wechselreiche Serie von lagunären Sedimenten, die auf die Salvatore-Dolomite folgen und vom Hauptdolomit überlagert werden. Ihrer Lage nach im Gesamtprofil der Trias sind diese Schichten in die karnische Stufe zu stellen. Da uns Fossilien bis jetzt vollständig fehlen, lässt sich eine scharfe Abgrenzung zum liegenden Ladinien und zum hangenden Norien nicht durchführen. Der häufige Wechsel von Facies und Mächtigkeit macht es wahrscheinlich, dass die Stufengrenzen mit den lithologischen Grenzen nicht übereinstimmen.

Im Luganergebiet lassen sich die Raiblerschichten im allgemeinen in zwei lithologisch verschiedene Serien unterteilen:

eine untere Serie von plattigen, oft feinbankigen bituminösen Dolomiten und Kalken;

eine obere Serie von bunten Mergeln, mit Dolomitlagen, Konglomeraten Rauhwacken, Breccien und lokalem Gips.

Die Mächtigkeit der Raiblerschichten beträgt im Luganergebiet ca. 10 bis 100 m. Gegen Osten nimmt diese stark zu und erreicht in den Bergamaskeralpen 500—1000 m.

Hand in Hand mit der Mächtigkeitszunahme gewinnen die marinen Schichten an Bedeutung.

Die in unserem Gebiet von zahlreichen Mergellagen durchsetzten Schichten wurden bei den tektonischen Bewegungen stark zerrüttet und reduziert. Durch Auswalzung und Zerknetung entstanden die verschiedenartigsten Mylonite. Diese Umstände müssen bei der Beurteilung der Profile in Betracht gezogen werden.

2. *Einzelprofile*

a) Das Raiblerprofil unterhalb der Bocchetta Brumea (Fig. 7).

Die Aufschlüsse befinden sich nördlich der Bachrunse, die von der Boccetta Brumea gegen Cadro zieht, von Q. 950 bis 1050 (Koord. 271.7/100.4).

Das Liegende bilden die Salvatore-Dolomite. Darüber folgen:

1. Gut gebankte, dunkle Dolomite mit einzelnen Kalklagen. In den oberen Partien Kieselkonkretionen.

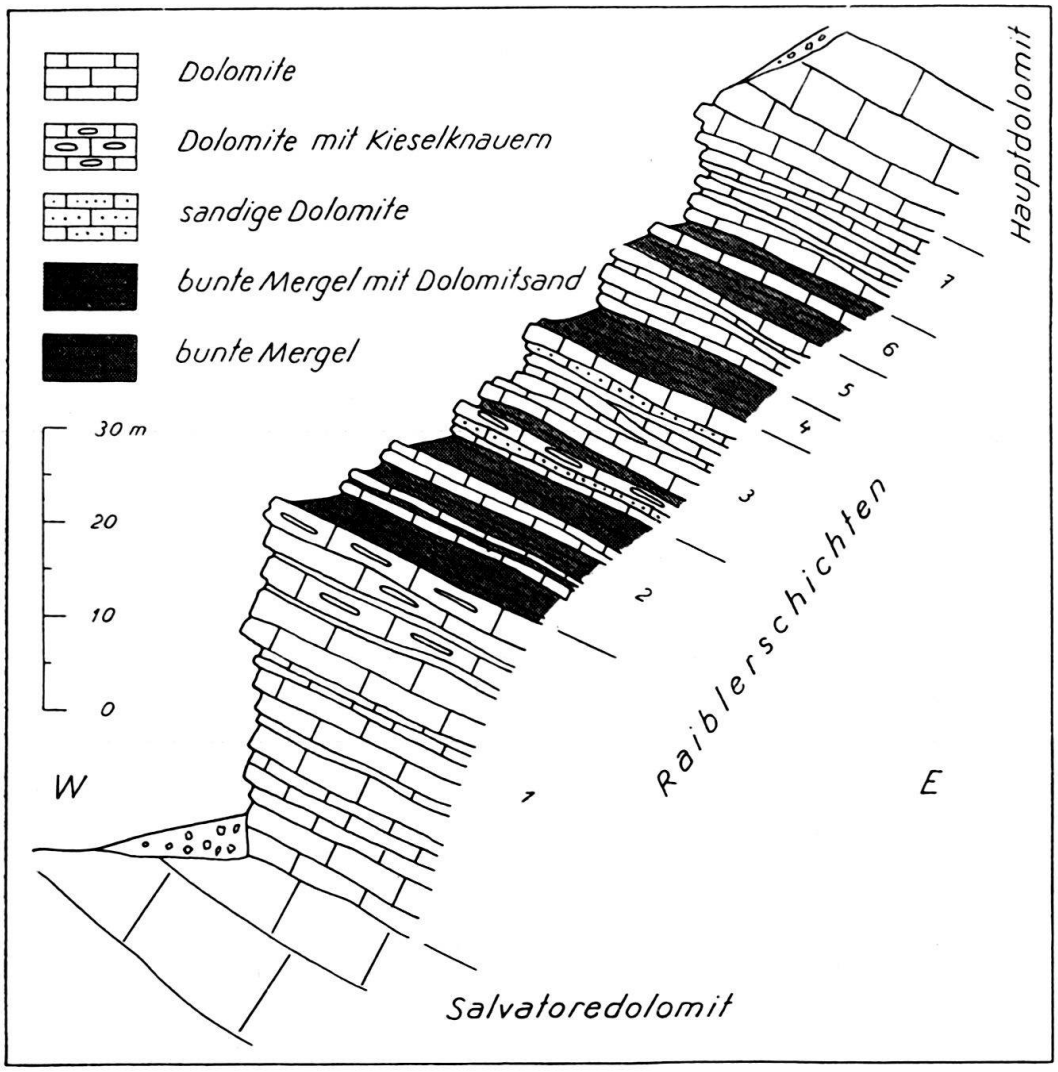

Fig. 7. Profil der Raiblerschichten unterhalb der Bocchetta Brumea, am Nordhang der Runse des Torrente Varone, ca. 1 km N der Alpe Bolla.

2. Rote dolomitische Mergel mit 1—2 m dicken Dolomitbänken.
3. Abwechslungsreiche Serie, von gebankten, hellen und dunklen Dolomiten mit bunten Mergelzwischenlagen. In den Dolomitlagen treten ferner auf: körnige, braungrau verwitternde Dolomite mit Kieselkonkretionen, dolomitische Sandsteine mit Pflanzenresten.
4. Rote dolomitische Mergel. Im oberen Teil mit Dolomitsand.
5. Unregelmässig gebankte bis feinschieferige Dolomite.
6. Rote dolomitische Mergel, unterbrochen von einer Dolomitbank.
7. Unregelmässig gebankte, braungraue Dolomite.

Im Hangenden folgt der Hauptdolomit.

Beschreibung einiger charakteristischer Gesteine.

1. Hell- bis dunkelgraue gebankte, feinkörnige Dolomite mit Kieselknauern (in Nr. 1 und 3).

Die Grundmasse ist ein feinkörniger Dolomit. Die Kieselkonkretionen bestehen aus pflasterartig ineinander verwachsenen Quarzkristallen (Dm. ca. 1 mm). Die einzelnen Kristalle sind unvollständig auskristallisiert, zeigen zerfaserte Umrisse und sind von Dolomitrhomboedern durchwachsen.

2. Rote Dolomitsande (in Nr. 4).

Die Hauptmasse bilden gerundete Dolomitkörnchen von 1—2 mm Dm. Die Grundmasse besteht aus feinem Dolomitgereibsel und zahlreichen Quarzkörnchen von ca. 0,1 mm Dm.

b) Die Raiblerschichten am NW-Fuss der Denti della Vecchia.

In den Hängen der Denti della Vecchia bilden die Raiblerschichten ein überwachsenes Band zwischen den Felswänden des Hauptdolomits und den Salvatore-Dolomiten. Die vorwiegend mergeligen Schichten geben hier Anlass zu zahlreichen Überfallquellen.

Am Fussweg, der von Villa nach der Alpe Bolla führt, stehen auf Q. 920 die bituminösen Dolomite und Kalke der untern Raiblerschichten an. Sie stossen mit steiler Bruchfläche gegen die Salvatore-Dolomite, die hier stellenweise reich an Diploporen sind. Von den oberen, bunten Raiblerschichten sind nur einzelne Dolomitbänke sichtbar, die aus dem Schutt hervorragen.

Bessere Aufschlüsse liefern die zahlreichen Quellbäche am NW-Fuss der Denti della Vecchia. Die Schichten sind aber meistens tektonisch derart beansprucht, dass sich keine stratigraphische Folge mehr aufstellen lässt. Oft kann man beobachten wie die roten dolomitischen Mergel als Brei in die Risse und Spalten des Hauptdolomits hochgepresst wurden und das Gestein weitherum rot färben.

Das Raiblerprofil oberhalb der Alpe Scirona (Fig. 8).

Die am wenigsten gestörten Verhältnisse zeigt uns ein Aufschluss in der Bachrunse nördlich der Alpe Scirona auf Q. 1050 (Koord. 722.2/101.6).

Die Raiblerschichten sind hier von den liegenden Salvatore-Dolomiten durch eine steile Bruchfläche getrennt. Ein Vergleich mit den übrigen Profilen lässt uns annehmen, dass nur wenige Meter an der Basis nicht sichtbar sind.

Von unten nach oben zeigen sich folgende Schichten:

1. Feinschieferige bituminöse Dolomite, nach oben in helle gebankte Dolomite übergehend.
2. Dünnbankige helle Dolomite mit bunten Mergellagen.

3. Helle feinkörnige, gebänderte Dolomite.
4. Gebankte Dolomite mit bunten Mergelzwischenlagen.
5. Bunte Mergel in feiner Wechsellagerung.
6. Helle, unregelmässig gebankte Dolomite.
7. Bunte Mergel. Zum grössten Teil unter Schutt.

Im Hangenden Hauptdolomit.

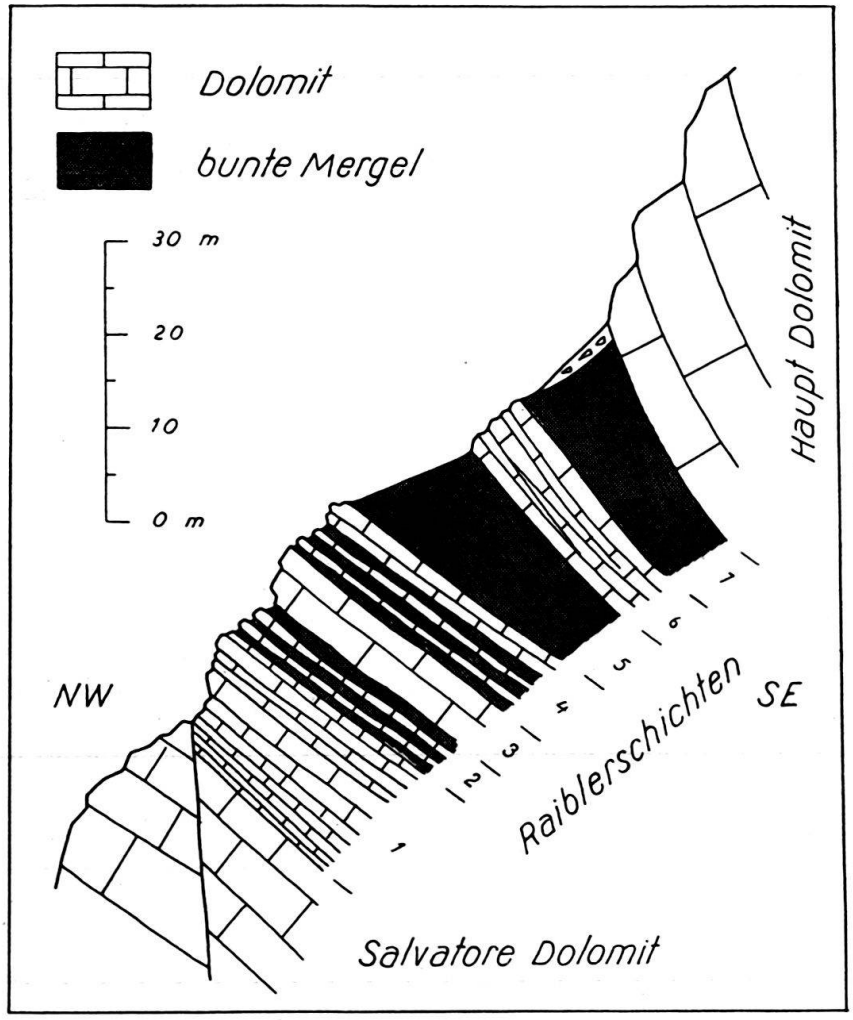

Fig. 8. Profil der Raiblerschichten am NW-Fuss der Denti della Vecchia, oberhalb Scirona.

Etwa 200 m weiter nördlich steht im gleichen Niveau in den Schutthalden unter dem Sasso Grande eine bunte Breccie an. Da weder das Liegende noch das Hangende dieses Gesteines aufgeschlossen ist, lässt sich weder deren Mächtigkeit noch die genauere stratigraphische Lage angeben.

Die Breccie besteht zur Hauptsache aus eckigen 2—3 cm grossen Brocken folgender Gesteine: Helle und feinkörnige Dolomite. Dunkle sandige Dolomite. Rot gestreifte, mergelige Dolomite. Helle dolomitisierte Oolithe, Fetzen von bunten Mergeln. Die Grundmasse bildet ein mittelkörniger Kalk. Dieses Vorkommen ist ein südlicher Ausläufer der viel mächtigeren Breccien und Rauhwacken von Pairolo, die wir im folgenden Abschnitt beschreiben werden.

c) Die Raiblerschichten im Gebiet von Pairolo.

Im Gebiet von Pairolo sind die Raiblerschichten meistens von Gehängeschutt bedeckt. Sie machen sich jedoch im Gelände durch zum Teil recht mächtige Dolinen und durch Rutschungen und Sackungen gut bemerkbar.

Wie uns Prof. M. Reinhard freundlicherweise mitteilte, zeigen die Quellen dieses Gebietes auffallend hohen Gipsgehalt. Dieser Gips dürfte aus den bunten Mergeln der obern Raiblerschichten stammen, aus welchen uns z. B. bei Mendrisio und bei Nobialla am Comersee N Menaggio grössere Gipsvorkommen bekannt sind.

Interessant sind die Rauhwacken, die in den Hängen unterhalb der Sassi Palazzi an mehreren Stellen anstehen. Ein grösseres Vorkommen befindet sich am Weg zum Sasso Grande, ca. 200 m östlich der Clubhütte von Pairolo.

Die Rauhwacken sind zum grössten Teil von heller, gelbgrauer Farbe und verwittern zellig. Es handelt sich durchgehend um Aufarbeitungsbreccien, deren Komponenten aus dem kalkigen Bindemittel herauswittern und auf diese Weise die zellige Struktur erzeugen. Die Hauptmasse der Komponenten sind eckige Trümmer eines hellen Dolomites. Stellenweise überwiegen Brocken von bunten Mergeln. Weniger häufig sind Quarzkörner und Gneise.

Die Komponenten zeigen auch in völlig frischer Grundmasse eine starke Verfärbung und Verwitterung. Wir nehmen deshalb an, dass diese Gesteinstrümmer vor der Einbettung stark verwittert waren. Die Randpartien der Komponenten, die meistens besser erhalten sind, dürften bei der Diagenese wieder verkittet worden sein.

d) Die Raiblerschichten der inneren Val Rezzo (Fig. 9 und 4).

Das untersuchte Profil befindet sich am Südhang der innern Val Rezzo, in der Bachrunse, welche bei Q. 175 in den Talfluss einmündet (Koord. 727.9/103.2).

Über dem Fussweg bei Q. 1325 sind die Karbonkonglomerate sichtbar. Darüber folgt 4—5 m Gehängeschutt. Über diesem Schutt ist folgendes Profil aufgeschlossen:

1. An der Basis eine dunkle Aufarbeitungsbreccie von 10—15 m Mächtigkeit. Als Komponenten treten eckige Bruchstücke verschiedener Dolomite und Kalke auf, seltener auch kleine Gneisbrocken. Das Material ist schlecht sortiert. Meistens liegen Brocken aller Grössenordnungen in ungeregelter Lagerung wirr durcheinander. Es kommen Blöcke von über 60 cm Kantenlänge vor. Im Durchschnitt betragen die Durchmesser 1—5 cm. Als Grundmasse dient ein dunkler, körniger, sandiger Kalk. Als Einlagerung treten dunkle, feinschichtige, mergelige Dolomitsande auf.

2. Diese Breccie wird von einem hellen gebankten Dolomit von ca. 10 m Mächtigkeit überlagert. Das Gestein ist stark zerrissen und von den hangenden Raiblermergeln bunt gefärbt.

3. Darüber folgen bunte Mergel mit Dolomitbänken.

4. Grünlichgraue, sandige Dolomitbank mit Pflanzenresten.

5. Dunkle ausgewalzte Breccien (wie Nr. 1) mit zerrissenen Dolomitbänken.

6. Rote dolomitische Mergel.

Im Hangenden der Hauptdolomit.

Ein ganz anderes Bild zeigt die Bachrunse ca. 100 m weiter östlich. Das Karbon wird dort von einer ca. 10 m mächtigen Rauhwacke überlagert, die nach oben in brecciöse Dolomite übergeht. Diese Rauhwacke ist ein zellig verwitterndes, gelbgraues Gestein. Die zellige Struktur ist durch herauswitternde Dolomitbrocken bedingt. In den untern Partien sind kristalline Komponenten häufig.

Es handelt sich stets um zerdrückte Gerölle und Bruchstücke von Sandsteinen aus dem liegenden Karbon. In diesen unteren Lagen lässt sich die dunkle dolomitische Grundmasse von den helleren Dolomitkomponenten deutlich unterscheiden. Die zellige Beschaffenheit des Gesteins ist jedoch nicht durch diese Komponenten bedingt, wie wir das von andern Rauhwacken gewohnt sind,

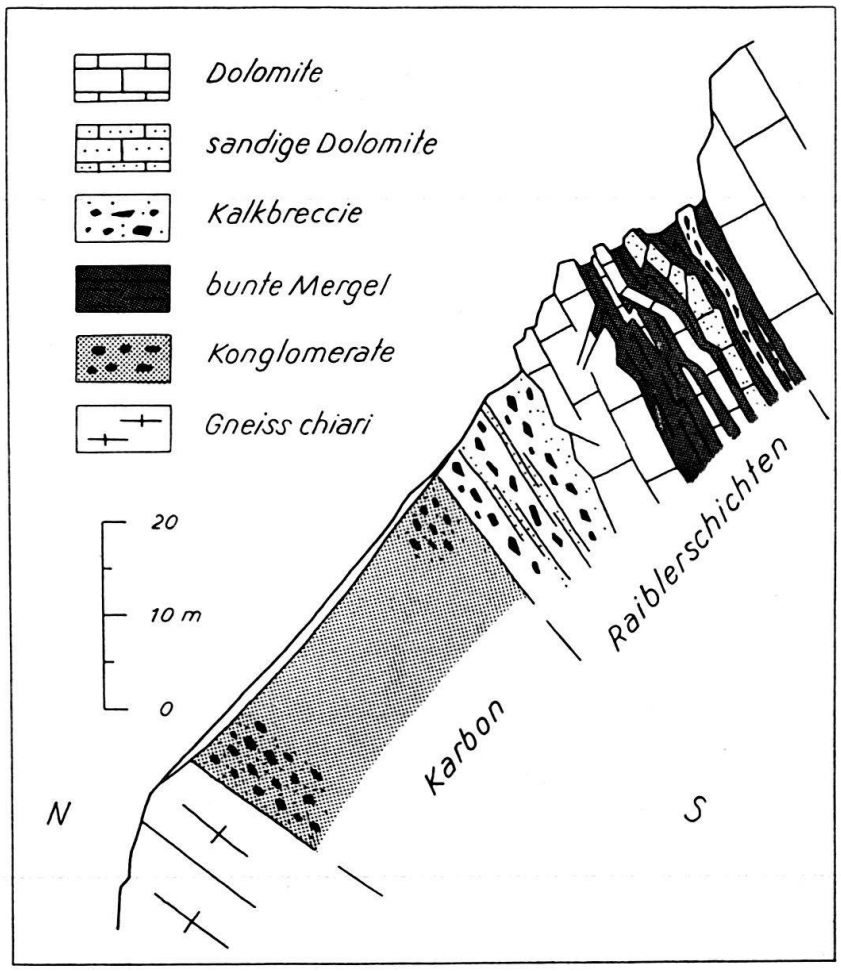

Fig. 9. Profil am Südhang der innern Val Rezzo.
Auflagerung der Raiblerschichten auf die Konglomerate des obern Karbon (vgl. Fig. 4, dritte Runse von E).

sondern überlagert sie netzartig. Diese Struktur wird auch in den obern Partien beibehalten, wo das Gestein einheitlich erscheint und sich keine Komponenten unterscheiden lassen. Wir nehmen an, dass es sich primär um eine sedimentogene Aufarbeitungsbreccie handelte, die nachträglich tektonisch zerrüttet wurde. Die unzähligen Risse verheilten sodann durch körnigen Dolomit. Dieses Dolomitskelett wittert heute netzartig heraus, während die einzelnen Brocken locker zerfallen. Die hangenden bunten Raiblerschichten sind von Gehängeschutt bedeckt.

Von der Val Rezzo bis zum Monte Grona am Comersee steht der Hauptdolomit in unmittelbarem Kontakt mit dem Grundgebirge. Nur vereinzelt konnten zwischen Hauptdolomit und Kristallin schmale verruschelte Schubfetzen von bunten Raiblermergeln festgestellt werden. In grösserer Mächtigkeit treten sie erst am Osthang des Monte Grona, in der Mulde von Nobiallo und Plesio, auf. Wir möchten diese Vorkommen, da sie uns wertvolle Anhaltspunkte zum Studium der Sedimentationsverhältnisse unseres Gebietes liefern, im folgenden Kapitel kurz beschreiben.

e) Die Raiblerschichten von Nobiallo und Plesio am Comersee.

An der Strasse von Acquaseria nach Menaggio (Fig. 13) finden wir ein durchgehendes Profil vom kristallinen Grundgebirge bis in den Hauptdolomit aufgeschlossen.

Über der Servino–Verrucano-Serie folgen zunächst die Salvatore-Dolomite mit einer Mächtigkeit von über 1000 m. Es sind helle, gebankte Dolomite, die stellenweise reich an Diploporen sind. Als Einlagerungen treten dunkle bituminöse Dolomite auf.

In der Mulde, die von Nobiallo gegen Plesio hinaufzieht, stehen die Raiblerschichten an. Unmittelbar über den Salvatore-Dolomiten lassen sich gebankte Dolomite mit schwarzen Kieselknauern beobachten. Darüber sind in isolierten Anrissen bunte Mergel mit Dolomitlagen sichtbar. Ein zusammenhängendes Profil liess sich der starken Moränenbedeckung wegen nicht aufnehmen. Interessant sind die Aufschlüsse in den Gipsgruben von Nobiallo in den obersten Raiblerschichten. In zwei Steinbrüchen wird hier ein gebänderter Gips von ca. 100 m Mächtigkeit abgebaut. In diesem häufig stark gefältelten Gestein sind zahlreiche dunkle Dolomitlagen sichtbar. Diese Lagen sind meistens zerrissen und zu einer von Gips durchsetzten Breccie zertrümmert. Es macht den Anschein als ob Gips in Lösung in alle Poren und Risse des Gesteins eingedrungen wäre und dasselbe beim Auskristallisieren zerbrochen hätte. Der Kontakt dieser Schichten mit dem hangenden Hauptdolomit ist nicht sichtbar. Aus dem Schutt oberhalb der Gipsgruben ragen vereinzelte Schichtköpfe einer rötlichen Kalkbreccie. Dieses Gestein ist in den Marmorbrüchen von Ligomeno, die wir im folgenden Abschnitt kurz beschreiben wollen, aufgeschlossen.

Die bunten Breccien von Ligomeno.

Im Marmorbruch von Ligomeno (westlich oberhalb dieses Dorfes, auf Q. 700, Koord. 738.1/100.2) wird eine bunte Kalkbreccie ausgebeutet. Die betreffenden Schichten befinden sich über den Raiblerschichten und werden von Hauptdolomit überlagert.

Die Breccie besteht zur Hauptsache aus eckigen Trümmern (Dm. 2—3 cm) eines rötlich verfärbten, feinkörnigen Kalkes. Die einzelnen Brocken liegen in ungeregelter Lagerung dicht aufeinander. Die Lücken sind mit weissem, spätigem Kalzit, welcher die einzelnen Komponenten krustenartig umlagert, ausgefüllt. Oft blieb im Innern der Lücke ein Hohlraum übrig, in welchen kleine Skalenoeder hineinragen.

In dieser Breccie treten Blöcke einer ältern, dolomitischen Breccie auf (Dm. z. T. bis über 1 m.) Die Grundmasse dieses Gesteins ist ein feinkörniger, hellgrauer Dolomit. Als Komponenten treten Brocken von körnigen hell- und dunkelgrauen Dolomiten auf (Dm. 1—3 cm). Die Grenzen zwischen der dolomitischen Grundmasse und den Komponenten sind verwischt und im Mikroskop oft kaum mehr zu erkennen. Wir schliessen daraus auf eine nachträgliche Umkristallisation (verm. Dolomitisation) dieser Breccie.

Die auffälligste Erscheinung im Steinbruch sind leuchtend rot und gelb gebänderte Partien, die die Breccie unregelmässig aderig durchsetzen und sich oft zu grösseren Massen anreichern. Dieses Gestein zeigt sich im Dünnschliff als feinkörniger Kalzit. Die Färbung ist bedingt durch fein verteilten Hämatit, der in winzigen nadeligen oder kugeligen Formen die einzelnen Kristalle ohne Rücksicht auf die Korngrenzen durchdringt. Wir betrachten dieses bunt gebänderte Gestein als Füllung von Spalten und Rissen, die in der bereits verfestigten Breccie vielleicht durch lokale Bodenbewegungen oder durch Setzungserscheinungen entstanden sind.

Vermutlich lag die Breccie vor der Ablagerung des Hauptdolomits während längerer Zeit an der Oberfläche und verwitterte, so dass wir diese bunten Lagen als Absätze von Versickerungswasser deuten können. Aus der bunten Breccie von Ligomeno lassen sich somit deutlich mehrere Entstehungsphasen herauslesen. Wir müssen annehmen, dass die Breccie in einem Milieu abgelagert wurde, in welchem keine Sedimentation anderer Art stattfand. Die Lücken zwischen den Komponenten blieben auf diese Weise zunächst offen und wurden später von Kalzitkrusten, welche sich den Brocken anlagerten, ausgefüllt. In einer spätern Phase entstanden die Spalten und Risse, in welche sich die rot und gelb gebänderten Kalke absetzten.

Die Herkunft der Komponenten der Breccie ist ungewiss. Aus dem Liegenden der Breccie, das heisst aus den Raiblerschichten und dem Salvatore Dolomit, sind uns keine ähnlichen Gesteine bekannt.

Die Einheitlichkeit des Materials macht eine Herkunft aus den stets reich gegliederten und differenzierten Raiblerschichten unwahrscheinlich. Viel eher könnte es sich um aufgearbeitete Esinokalke aus dem Ladinien eines benachbarten Gebietes handeln. Dolomitische Breccien, wie wir sie als grosse Blöcke vorfanden, sind im untersten Hauptdolomit sehr häufig und gerade am Monte Grona oberhalb Breglia besonders schön entwickelt. In den Salvatore Dolomiten sind ähnliche Breccien selten und sind uns bis jetzt nur vom Südfuss des M. S. Salvatore bekannt. Wenn die Blöcke aus dem untersten Hauptdolomit stammen, was sehr wahrscheinlich ist, versteht sich, dass wir das ganze Vorkommen zu dieser Formation rechnen müssen.

3. Besprechung der Profile

Unterhalb der Bocchetta Brumea fanden wir die Raiblerschichten von den Salvatore Dolomiten, die sicher über 200 m mächtig sind, unterlagert. Am NW-Fuss der Denti della Vecchia sehen wir letztere rasch gegen NE an Mächtigkeit abnehmen. In den darüberliegenden Raiblerschichten treten Aufarbeitungsbreccien auf, die gegen Nordosten an Bedeutung gewinnen. Vom Nordostende der Denti della Vecchia bis zur Gaeta am Comersee treten entlang der M. Grona-Linie keine Salvatore-Dolomite mehr auf. Die Raiblerschichten oder der Hauptdolomit treten hier in unmittelbaren Kontakt mit dem Grundgebirge. Diese Auflagerungsverhältnisse, die wir in einzelnen Profilen bereits kennengelernt haben, sollen im folgenden Abschnitt kurz besprochen werden.

An der Catelina, einem Felsgrat ca. 400 m SW des Karbons von Pozzetti (p. 95), finden wir über der Servino–Verrucano-Serie ca. 50 m gebankte Dolomite mit zahlreichen Einlagerungen von feinbankigen bituminösen Kalken und Dolomiten. Diese Serie lässt sich mit den unteren Raiblerschichten der Bocchetta Brumea vergleichen. Die Dolomite unmittelbar über der Servino–Verrucano-Serie sind zu einer tektonischen Breccie entwickelt. An dieser Auflagerungsfläche fanden somit bestimmt tektonische Bewegungen statt, deren Ausmass sich nicht abschätzen lässt.

An der Pianca bella NE unterhalb der Cima Fiorina treten die bunten Raiblerschichten, wie wir bereits beschrieben haben (p. 103), in direkten, hier sicher tektonischen Kontakt mit dem Grundgebirge.

Weiter gegen Osten treten erneut die Dolomite der unteren Raiblerschichten auf. Wir können diese bis in die innere Val Rezzo an die Felswände oberhalb der kleinen Terrasse Q. 1300 verfolgen, wo sie unter dem Schutt des Hauptdolomits verschwinden.

In der östlich anschliessenden Runse fanden wir die Raiblerschichten mit einer mächtigen Breccie unmittelbar über dem Karbon. In der folgenden Runse tritt an Stelle dieser Breccie eine Rauhwacke, die nach oben in brecciöse Dolomite übergeht. Diese Rauhwacke stellt eine Aufarbeitungsbreccie dar, die an der Basis reichlich Karbon und Grundgebirgsmaterial enthält.

Diese beiden Profile lassen sich als Transgression der Raiblerschichten auf das Grundgebirge deuten. Wir müssen annehmen, dass bereits zur Zeit der Ablagerung der Salvatore Dolomite der NW-Teil unseres Gebietes eine Schwelle mit reduzierter Sedimentation darstellte, die ein Hinabgreifen der Raiblerschichten auf das Grundgebirge begünstigte.

Weiter im Osten, von der Val Rezzo bis nach Breglia, am Osthang des M. Grona, tritt der fast senkrecht stehende Hauptdolomit in direkten Kontakt mit dem Grundgebirge. Den besten Einblick in die Lagerungsverhältnisse gibt uns ein Profil am Osthang des M. Grona, das wir im folgenden kurz besprechen wollen (Fig. 13).

Am Comersee südlich der Gaeta stehen die Salvatore-Dolomite mit einer Mächtigkeit von ca. 1500 m an. Darüber folgen in der Mulde von Nobiallo Raiblerschichten, die wir bereits besprochen haben. Bei Breglia werden Raiblerschichten, Salvatore Dolomit. und Servino–Verrucano-Serie samt dem liegenden Kristallin von einer steil stehenden Verwerfung angeschnitten.

Von Breglia bis zum Gipfel des M. Grona lagert der Hauptdolomit unmittelbar auf dem Kristallin und ist nördlich dieses Dorfes ins Grundgebirge eingeschuppt. An der Basis des Hauptdolomits treten Dolomitbreccien von sicher sedimentärer Herkunft auf, die jedoch keine kristallinen Komponenten enthalten. Die Auflagerung des Hauptdolomits auf das Kristallin ist hier sicher tektonisch. Das Profil am Osthang des M. Grona wird wohl am besten als nachträglich verschuppte Flexur gedeutet. Alle Schichten unter dem Hauptdolomit rissen an dieser Flexur ab, während sich derselbe als geschlossener Mantel darüber legte.

Ausgehend vom Profil am Osthang des M. Grona sind wir demnach geneigt, das Fehlen des Salvatore Dolomits entlang der M. Grona-Linie vom M. Grona bis in die Val Rezzo tektonisch zu deuten. Umgekehrt, wenn wir vom Gebiet der Denti della Vecchia ausgehen, scheint uns eine stratigraphische Interpretation, das heisst ein Auskeilen der Salvatore-Dolomite gegen NE und eine Transgression der Raiblerschichten in derselben Richtung ebenso wahrscheinlich. Wir müssen annehmen, dass sich beide Vorgänge in unserem Gebiet überkreuzen. Mit Ausnahme der Breccien an der Basis des Hauptdolomits deutet am M. Grona nichts auf eine Transgression des Hauptdolomits oder der Raiblerschichten auf das Grundgebirge. Die Lagerungsverhältnisse lassen sich hier durch tektonische Bewegungen vollständig erklären. Im Gebiet der Denti della Vecchia scheinen tektonische und sedimentäre Vorgänge im gleichen Sinne gewirkt zu haben.

4. Zusammenfassung

Als lagunäre Serie zeigen die Raiblerschichten unseres Gebietes starke Wechsel in Facies und Mächtigkeit. Das häufige Auftreten von grobem, zum Teil verwittertem detritischem Material zeigt, dass ständig grössere Gebiete der Erosion und Verwitterung freilagen. In der innern Val Rezzo überlagern die Raiblerschichten mit einer mächtigen Breccie unmittelbar das Karbon. Diese Breccie führt an der Basis reichlich kristallines Material. Wir dürfen annehmen, dass die Erosion vor der Ablagerung dieser Breccie bis auf das Grundgebirge reichte.

Wenn wir die Sedimente der Raiblerschichten des übrigen Luganergebietes betrachten, fällt uns das häufige Auftreten von Breccien, Konglomeraten und Sandsteinen auf. E. FRAUENFELDER (1916) beschreibt aus den Raiblerschichten des Nordhangs des Poncione d'Arzo Konglomerate mit Quarzgeröllen. Vom M. Minisfreddo erwähnt A. SENN (1924) Breccien und Konglomerate mit Dolomitkomponenten. P. LEUZINGER (1926) fand in den Raiblerschichten der Val Cuvia in der Nähe von Bedero rote, servino-ähnliche Quarzsandsteine. Nach den Untersuchungen von Professor L. VONDERSCHMITT kommen rote Sandsteine, die von entsprechenden Gesteinen aus der Servino–Verrucano-Serie oft kaum zu unterscheiden sind, in den Raiblerschichten des Gebietes von Campione vor. Die dolomitischen Breccien, die dort recht häufig sind, führen Porphyrkomponenten.

Wir dürfen aus allen diesen Beobachtungen schliessen, dass die Erosion während der Ablagerung der Raiblerschichten auch im übrigen Luganergebiet stellenweise zum mindesten bis auf die Servino–Verrucano-Serie reichte.

D. Der Hauptdolomit

Die hellen Felszacken des Hauptdolomits geben dem Gebiet der Denti della Vecchia sein charakteristisches Gepräge. Es handelt sich stets um helle, körnige Dolomite. Die Bankung ist aus der Ferne meistens gut sichtbar, in der Nähe jedoch kaum mehr zu erkennen. Der Hauptdolomit erreicht im Gebiet der Denti della Vecchia eine Mächtigkeit von ca. 500 m. Gegen Osten schwillt er rasch an und übersteigt in der Val Solda schon 1000 m.

Im Osten unseres Gebietes, zwischen Menaggio und Porlezza, ist fast die ganze Stufe in der Facies bituminöser Dolomite und dolomitischer Mergel ausgebildet. Die Faciesübergänge lassen sich am M. Pizzoni, ferner NW Porlezza und südlich oberhalb des Dörfchens Croce (bei Menaggio) gut beobachten. Im Norden entlang der M. Grona-Linie, herrscht bereits wieder die Facies der hellen Diploporendolomite. Die mergelige, bituminöse Ausbildung scheint somit auf ein schmales Becken begrenzt, das sich vermutlich gegen Süden unter den Lias des Generosogebietes fortsetzt. Einlagerungen von feinbankigen bituminösen Dolomiten kommen auch im Gebiete der Denti della Vecchia SW des Sasso Grande vor.

An der Basis des Hauptdolomits treten häufig Dolomitbreccien auf. Diese lassen sich besonders gut am Osthang des M. Grona beobachten. Die Grundmasse dieser Breccien ist ein heller mittelkörniger Dolomit. Als Komponenten treten auf: Dunkle mittelkörnige Dolomite, milchigweisse feinkörnige Dolomite. Diese Komponenten sind vorwiegend scharfkantig, eckig, seltener leicht kantengerundet. Ähnliche Breccien sind auch innerhalb des Hauptdolomits nicht selten. Die Breccien sind stets frei von kristallinem Material, auch wurden nie Gesteine aus den liegenden Raiblerschichten darin beobachtet. Wir nehmen an, dass es sich um aufgearbeiteten Hauptdolomit handelt (Primärbreccien).

Diese starke tektonische Zertrümmerung des Hauptdolomits machte ein detailliertes Studium dieser lithologisch interessanten Formation unmöglich.

E. Rhät

1. Übersicht

In den Lombardischen Alpen lassen sich in grossen Zügen drei verschiedene Faciesgebiete unterscheiden.

Zwischen *Lago Maggiore und Luganersee* die reduzierte Luganer Schwellenfacies. Es handelt sich hier um geringmächtige Serien von Dolomiten, Breccien, Oolithen und Kalken.

Vom *Luganersee* über die *Bergamaskeralpen* bis zur *Judicarienlinie* die Lombardische Facies. Diese wird in eine untere mehr mergelige Serie (Schwäbische Facies, Kössenermergel) und eine obere Serie von Kalken und Dolomiten (Karpatische Facies) unterteilt.

Östlich der Judicarienlinie herrscht die Venetianische Facies der calcari grigi.

Unser Arbeitsgebiet befindet sich an der Grenze zwischen Lombardischer Facies und Luganer Schwellenfacies. Im klassischen Profil von Bene (ca. 5 km W Menaggio) wenige km E unseres Gebietes ist das Rhät in Lombardischer Facies ausgebildet. In der von A. Escher von der Linth (1856) beschriebenen Bachrunse SE des Dorfes Bene lässt sich eine ca. 1000 m mächtige Serie von Mergeln und Kalken beobachten. Im untern Teil überwiegen schwarze z. T. fossilreiche Mergel, während nach oben allmählich helle Kalkbänke mit Korallen überhandnehmen. Den Abschluss des Profiles bildet eine ca. 80 m hohe Wand, der hier kalkig entwickelten Conchodonschichten. Darüber folgen die Kieselkalke des untern Lias.

In den Profilen der Val Solda zeigen sich bereits Übergänge in die Luganer Schwellenfacies. Die Mergel treten gegen W fast vollständig zurück, während helle Kalke und Dolomite vorherrschen.

Das Profil des Torrente Cassone befindet sich im Bereich der Luganer Schwelle mit stark reduziertem oder fehlendem Rhät.

2. *Einzelprofile*

a) Profil des Torrente Soldo (Val Solda).

Wie unsere Übersichtskarte zeigt (Tafel V) ist der flache Talkessel der Val Solda zwischen S. Mamete und Dasio in die rhätischen Schichten eingeschnitten. Der liegende Hauptdolomit steigt im Hintergrund des Tales an einer EW verlaufenden Störung steil empor und bildet dort die mächtigen kahlen Felswände. Die Conchodonschichten an der Obergrenze des Rhät tauchen westlich Cressogno (ca. 1,5 km E S. Mamete) aus dem Luganersee. Dieses im Gelände gut hervortretende Dolomitband trägt weiter westlich das Dörfchen Castello und folgt dann dem Gratrücken, welcher die Val Solda gegen SW abschliesst. Im Osten des Talkessels wird das Rhät von der Hauptdolomitschuppe des M. Pizzoni durchstossen. Der flache Talboden der Val Solda ist von zum Teil recht mächtigen Stauschottern und Moräne bedeckt. Zusammenhängende Profile sind nur in den oft schwer zugänglichen Schluchten des Torrente Soldo aufgeschlossen. Wir beschreiben hier ein Profil des östlichen Seitenarmes dieses Flusses von Q. 650 NE Dasio bis S. Mamete am Ufer des Luganersees.

Von Q. 650 am Fusse der Felswände des Sasso di Mont bis Q. 480 bei der Einmündung des Seitenbaches SW Dasio, stehen im Flussbett die schwarzen Mergel des untersten Rhät an, mit zahlreichen Einlagerungen von dunklen gebankten Kalken. Diese Schichten sind stark tektonisch gestört, so dass die Aufnahme eines Detailprofils nicht möglich war. Der Kontakt mit dem liegenden Hauptdolomit ist, wie wir bereits erwähnt haben, tektonisch. Bei Q. 600 unterhalb der Brücke NE Dasio werden die Mergel ausserdem von einer schmalen Schuppe Hauptdolomit durchstossen, die gegen Westen rasch auskeilt. Die scheinbare Mächtigkeit der ganzen Serie beträgt 400—500 m. Diese im Vergleich mit dem Profil von Bene viel zu grosse Mächtigkeit dürfte durch tektonische Schuppungen und Stauchungen vorgetäuscht sein. Da die Grenze zum liegenden Hauptdolomit tektonischer Natur ist, lässt es sich schwer beurteilen, ob wir am Kontakt wirklich die untersten Horizonte des Rhät vor uns haben.

Bei Q. 480 bei der Einmündung des Seitenbaches SW Dasio beginnt mit einer ca. 20 m mächtigen Dolomitbank eine Serie von hellen grobbankigen Kalken mit seltenen geringmächtigen Mergelzwischenlagen. Diese einheitliche Serie ist ca. 400—450 m mächtig. Bei der Brücke der Autostrasse nach Puria, Q. 425, tritt in diesen Kalken eine ca. 25 m mächtige Dolomitbank auf.

Ca. 150 m oberhalb des Zusammenflusses der beiden Hauptäste des Torrente Soldo, NE des Dorfes Castello, ist eine ca. 50 m mächtige Lage von dunkeln Mergeln aufgeschlossen. Darüber folgen erneut ca. 300 m helle grobbankige Kalke mit vereinzelten Mergellagen. Daran schliessen sich bei der Umbiegung des Flusses in die SW-Richtung die Conchodonschichten, die hier bereits vollständig dolomitisch ausgebildet sind.

Die westlichen Seitenarme des Torrente Soldo liefern bedeutend weniger interessante Profile. Die Bäche bewegen sich auf grosse Strecken im Streichen der steil stehenden Schichten. Zudem treten vor allem in der Nähe des Hauptdolomits Störungen auf, die bei der geringen seitlichen Ausdehnung der Aufschlüsse nur schwierig zu erfassen sind. Bemerkenswert ist das Auftreten von zahlreichen Dolomitbänken, vor allem im oberen Teil des Rhät. Diese gewinnen in den westlich anschliessenden Profilen an Bedeutung.

b) Costa di Ciappei und Valle del Orso.

Im Gebiete der Denti della Vecchia westlich der Val Solda sind infolge der zahlreichen tektonischen Störungen keine zusammenhängenden Rhätprofile mehr vorhanden. Den unteren Teil des Rhät finden wir an der Costa di Ciappei (Profil 11, Tafel VII, Quellgebiet der Val Solda), einem Felsgrat, der von P. 1478 (Koord. 723.1/101.5) der Sassi Palazzi (Denti della Vecchia) in SE-Richtung gegen den Passo della morte (Felswände beim S-Ausgang des Tälchens, welches zur Alpe di Puria führt) zieht, aufgeschlossen. Dieses ca. 500 m mächtige Profil wird bei Q. 1350 von einer Störung abgeschnitten. Den obern Teil des Rhät werden wir in einem ca. 400 m mächtigen Profil in der Valle del Orso kennenlernen.

Das über den Hauptdolomit folgende Rhät der Costa di Ciappei besteht vorwiegend aus dichten, dunkel-blaugrauen, splitterigen Kalken mit geringmächtigen Mergelzwischenlagen. Die Schichten stehen durchgehend senkrecht. Auf der Landesgrenze bei P. 1478, ca. 50 m über dem Hauptdolomit, stehen dunkle feinkörnige Oolithe an, die mit feinen Lumachellen wechsellagern. Die kalkige Ausbildung hält an bis Q. 1420, wo ein erstes Dolomitband kräftig hervortritt. Unmittelbar oberhalb dieses hervortretenden Dolomitbandes lässt sich in den Kalken ein Korallenstock von ca. 5 m Länge und 2 m Höhe beobachten. Die Oberfläche dieses Stockes ist von einem hellen Kalk bedeckt, der erfüllt ist mit verkieselten Schalenbruchstücken. Das darüber folgende Dolomitband zeigt in den untersten Partien noch deutlich Strukturen von Korallen. Die nun folgende, ca. 100 m mächtige Serie ist durch eine Anzahl erhaben herauswitternder, gelbbrauner Dolomitbänke charakterisiert. Die dazwischenliegenden Kalk- und Mergellagen bilden überwachsene Grasbänder. An der oben erwähnten Störung sind die Kalke zu einer rauhwackeartig verwitternden Breccie zerrieben.

Am Westhang der Valle del Orso bildet der obere Teil des Rhät ein stufenartig gegen Norden aufsteigendes Gewölbe, dessen Nordschenkel stark verfaltet ist (Tafel VII, Profil 9). Im Südschenkel lässt sich ein ca. 400 m mächtiges, nur wenig gestörtes Rhätprofil beobachten.

Ob diese Schichten die unmittelbare Fortsetzung des Profils der Costa di Ciappei bilden, steht nicht sicher fest. Ein Überlappen scheint unwahrscheinlich,

da hier keine entsprechenden Gesteine auftreten. Hingegen scheint es möglich, dass grössere Schichtpakete nicht zur Beobachtung gelangen.

Bei Q. 1100 bilden wenig über dem Talgrund der Valle del Orso helle gebankte Kalke ein im Gelände gut hervortretendes Gewölbe. Die südlich anschliessende Runse ist zum grössten Teil mit Gehängeschutt bedeckt. Sie ist bedingt durch eine Serie von schwarzen Mergeln mit untergeordneten Kalkzwischenlagen, die in der Fortsetzung des Profils gegen Norden besser aufgeschlossen sind. Südlich der Runse folgen ca. 200 m helle Kalke mit mehreren erhaben herauswitternden Dolomitbänken. Darüber folgt mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m der Conchodondolomit, der gegen Süden von einer Überschiebung begrenzt und vermutlich etwas ausgewalzt ist.

c) Cassonetobel, Nordflanke des M. Brè.

Zwischen der Synklinale des M. Brè und derjenigen des M. Boglia, welche fast ausschliesslich aus Kieselkalken bestehen, tritt im Einschnitt des Cassone, nördlich des M. Brè der Hauptdolomit zutage. Auf der geologischen Karte von A. Bistram (1903) ist dieser Dolomit als Conchodondolomit eingezeichnet, während ihn A. Frauenfelder (1916) als Hauptdolomit kartiert.

Für die letztere Auffassung spricht neben der lithologischen Beschaffenheit des Gesteins, welches ganz dem obersten Hauptdolomit der Denti della Vecchia entspricht, das Vorkommen von zwar unbestimmbaren Diploporen. Gegen Norden, das heisst gegen die Synklinale des M. Boglia, ist dieser Dolomit durch eine steil stehende Störung begrenzt. Im Süden folgt die Obergrenze des Hauptdolomits ungefähr dem Bachbett des Cassone. Wie zu erwarten, sind die Grenzschichten zwischen dem starren Hauptdolomit und den beweglichen Kieselkalken stets tektonisch stark beansprucht, wenn auch eine ursprünglich normale Überlagerung vorlag. Diese Störungen sind leider nur schwer zu erfassen, so dass eine sichere stratigraphische Folge nicht aufgestellt werden konnte.

Im Bachbett sind auf Q. 630 an der Obergrenze des Hauptdolomits Einlagerungen von dunkeln gebankten, zum Teil etwas bituminösen Dolomiten sichtbar. Am südlichen Uferrand stehen darüber isolierte Bänke eines hellen Lumachellen-Kalks an. Nach wenigen Meter Schutt folgen grobbankige, graue Oolithe. In diesen Oolithen macht sich eine nach oben zunehmende Dolomitisierung bemerkbar. Nach einer weiteren Schuttzone folgen helle, stark zerklüftete Dolomite mit Einlagerungen von Breccien. Daran schliessen gegen Süden die Kieselkalke des unteren Lias.

Da bis jetzt keine sicher bestimmbaren Fossilien aus diesen Schichten geborgen werden konnten, sind wir, was ihr Alter betrifft, auf lithologische Vergleiche angewiesen.

Lumachellen, wie die oben beschriebenen, sind im Rhät der Val Solda häufig. Ähnliche Oolithe kommen im Rhät, jedoch auch im untern Lias unseres Gebietes häufig vor.

Für die Lumachellen und die Oolithe kommt demnach Rhät, vielleicht auch unterster Lias in Frage. Die Dolomitischen Breccien gehören mit grosser Wahrscheinlichkeit schon zum untersten Lias.

Ein weiterer interessanter Aufschluss befindet sich in einer kleinen Runse ca. 200 m westlich unterhalb des Dörfchens Brè. Hier sind die brecciösen Dolomite gut aufgeschlossen. Das Gestein ist vom liegenden Hauptdolomit durch eine schmale Schuttzone getrennt, in welcher vermutlich eine tektonische Störung verläuft.

Die Komponenten der Breccie erreichen eine durchschnittliche Grösse von 2—5 cm. Die Hauptmasse bilden eckige Dolomittrümmer. Daneben kommen vor: Oolithe, Lumachellen, Echinodermenbreccien und sandige Dolomite. Jedoch keine Kieselkalke. Die Grundmasse besteht aus körnigem Dolomit.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass das ganze Gestein dolomitisiert ist. Von den einzelnen Komponenten sind keine scharfen Umrisse sichtbar, wie man das aus den Handstücken annehmen könnte. Oft sind sie nur noch als dunkle Schatten erkenntlich. Ein eindrückliches Bild hierzu geben die dolomitisierten Oolithe. Die Grundmasse dieser Brocken ist vollständig umkristallisiert und vom umliegenden Gestein nicht zu unterscheiden. Die Kanten der ursprünglichen Komponenten sind durch die angeschnittenen Oolithe gekennzeichnet.

Über dieser Dolomitbreccie, die eine Mächtigkeit von 20—25 m erreicht, folgen die Kieselkalke des unteren Lias.

3. Fossilfundstellen im Rhät

Die reichsten Fundstellen von Brachiopoden und Lamellibranchiern befinden sich in der erwähnten Bachrunse SE des Dorfes Bene. Beim Eingang der Runse sind die schwarzen Mergel stellenweise erfüllt von dünnwandigen Muschelschalen. Grössere gut erhaltene Exemplare von Brachiopoden lieferte eine leider etwas schwierig zugängliche Fundstelle oberhalb des dritten (von unten) Wasserfalls derselben Runse.

Reich an Fossilien ist eine Mergelserie an der Strasse von Castello (Val Solda) nach Muzzaglio unmittelbar E der Brücke über den Torrente Soldo.

Eine weitere Fundstelle befindet sich in der Rhätscholle N der Alpe Bolla, oberhalb des Fussweges, der auf der Schweizerseite von der Alpe Bolla zu Bocchetta Brumea führt, auf Q. 1100—1140, ca. 700 m N der Alpe Bolla. Neben Brachiopoden wurden hier Fischschuppen und Zähnchen gefunden.

4. Zusammenfassung

Wir möchten im folgenden die wichtigsten Beobachtungen über den Facieswechsel des Rhät von Bene bis ins Gebiet der Denti della Vecchia kurz zusammenfassen.

Das Profil von Bene ist charakterisiert durch eine abwechslungsreiche Serie von schwarzen Mergeln und hellen Kalkbänken, die in den obern Partien allmählich überhandnehmen. Den Abschluss gegen die Kieselkalke des untern Lias bildet das mächtige Kalkband der Conchodonschichten.

In der Val Solda treten die schwarzen Mergel nur noch im untersten Rhät auf. Das Bachprofil des Torrente Solda zeigte uns vor allem helle Kalke mit einzelnen Dolomitlagen. Die Conchodonschichten, auf welchen das Dörfchen Castello steht, sind bereits vollständig dolomitisch ausgebildet.

Im Profil der Costa di Ciappei treten auch die schwarzen Mergel im untersten Rhät zurück. Wir fanden dort über dem Hauptdolomit eine Serie von dunkeln Kalken mit Einlagerungen von Oolithen, Lumachellen und zahlreichen Dolomitbänken. Das obere Rhät der Valle del Orso ist vom entsprechenden Teil des Bachprofils des Torrente Soldo nicht wesentlich verschieden, nur dass die Dolomitbänke hier viel zahlreicher sind.

Ein detailliertes Studium dieser interessanten Faciesübergänge war in diesem tektonisch stark gestörten Gebiet bis jetzt nicht möglich. Eine weitere Schwierigkeit bot die Schotterbedeckung der Val Solda. Wohl die auffälligste Erscheinung

dieser Profile ist das Auftreten der zahlreichen Dolomitbänke im Westen dieses Tales. Es lässt sich beobachten, dass vor allem helle Kalkbänke mit Korallenresten dolomitisch werden, während mehr mergelige Lagen länger intakt bleiben. Beim Übergang von Kalk in Dolomit lässt sich keine Veränderung in der Bankung oder Schichtung des Gesteins feststellen. Mit zunehmendem Dolomitgehalt werden die Schichten jedoch spröde und splitterig und wittern aus den umliegenden Kalken erhaben heraus.

Die Mächtigkeit des Rhät beträgt im Profil von Bene ca. 1000 m, in der westlichen Val Solda immer noch über 800 m.

Um so überraschender ist das fast vollständige Fehlen von rhätischen Gesteinen am M. Brè. Wir müssen annehmen, dass die Hauptdolomit-Antiklinale des Torrente Cassone bereits in rhätischer Zeit inselartig aus dem Generosobecken hervorragte, vielleicht als Landsporn eines westlichen Festlandes. Das vollständige Fehlen von detritischem Material im Rhät der Val Solda macht eine solche Annahme zwar etwas unwahrscheinlich. Es wäre möglich, dass während des Rhät im Cassonegebiet eine reduzierte Sedimentation herrschte, und dass diese Sedimente erst von der Liastransgression entfernt wurden.

Beim Betrachten der Faciesverteilung im Luganergebiet fällt uns auf, dass die Faciesgrenze zwischen der Luganer Schwellenfacies und der Lombardischen Facies heute durch die Luganerlinie gekennzeichnet ist. Analoge Verhältnisse finden wir nach den Beobachtungen von L. Trevisan (1938) an der Judicarienlinie, welche die Grenze zwischen der Lombardischen und der Venetianischen Facies bildet. Es soll damit nicht gesagt sein, dass diese Störungen schon damals in ihrer heutigen Form existierten, doch stellten sie sicher Grenzzonen zwischen Gebieten mit verschiedener Bewegungstendenz dar. Wir werden auf diese Probleme im Abschnitt 4 der Tektonik, p. 144ff., näher zu sprechen kommen.

F. Der untere Lias

1. Übersicht

Wir unterscheiden im untern Lias der Lombardischen Alpen im wesentlichen dieselben Faciesbezirke wie im Rhät. Östlich der Judicarienlinie die Venetianische Facies (calcari grigi). In den Bergamasker- und Comaskeralpen die Lombardische Facies (Kieselkalke). Im Luganergebiet, westlich der Luganerlinie, eine Schwellenfacies mit fehlendem oder reduziertem Unterlias. Im Gegensatz zum Rhät setzen vom M. Campo dei Fiori (bei Varese) gegen Westen erneut die Kieselkalke der Lombardischen Facies ein. Am Lago Maggiore beginnt ein weiteres Schwellengebiet. Nach den Beobachtungen von J. Van Houten (1929) transgrediert bei Arolo der mittlere Lias auf die Porphyre.

Der untere Lias des Gebietes der Denti della Vecchia.

Die Lombardischen Kieselkalke bilden die von Buschwald überwucherten Hügel des M. Brè und des M. Boglia. A. Bistram (1905) konnte am Nordhang des M. Boglia, im Gebiet der Alpe Bolgia (Italien), unmittelbar über den Conchodonschichten, das unterste Héttangien mit Fossilien nachweisen. Wir betrachten die Conchodonschichten als Grenzhorizont zwischen Rhät und Lias. Da diese Schichten mit dem liegenden Rhät lithologisch eine Einheit bilden, mit dem Kieselkalk aber eine ganz anders geartete Sedimentation einsetzt, zogen wir die Grenze zwischen Rhät und Lias über den Conchodonschichten.

2. *Zur Lithologie der Lombardischen Kieselkalke*

Diese lithologisch eintönige Serie erreicht in unserem Gebiet eine Mächtigkeit von über 1400 m. Die Kieselkalke zeigen sich im allgemeinen als blaugraues, dunkles Gestein mit einer erdig-braunen, porösen Verwitterungsrinde, die oft mehrere cm dick werden kann. Bei geringem Kieselgehalt sind die Kalke gut gebankt. Die Kieselknauer treten dann als dunkle hornsteinartige Knollen innerhalb der Bänke auf. Bei grösserem Kieselgehalt verschwindet die Bankung fast vollständig. Durchgehende Hornsteinlagen folgen sich im Abstand von wenigen cm. Im Querschnitt zeigen sich diese Lagen als buchtig begrenzte Bänder, die sich oft verzweigen und ineinander übergehen. Gewöhnlich sind sie nur wenige cm dick, doch kommen Lagen von über 50 cm vor. Wo Schichtflächen entblösst sind, zeigen sich diese Lagen als unregelmässige Fladen, mit bauchig, wulstiger Oberfläche. Meistens sind sie schwarz und undurchsichtig, seltener bräunlichgrau und durchscheinend. Eine andere Abart von Kieselkalken findet sich hauptsächlich im untersten Lias. Es sind massige, dunkle Gesteine, die kaum Anzeichen irgend welcher Bankung zeigen. Im frischen Bruch ist dieses Gestein dicht, schwarz und strukturlos. Bei starker Verwitterung zeigt sich an der Oberfläche eine gewebeartige Bänderung, die durch feinverteilte Kieselkonkretionen bedingt ist.

Im Dünnschliff zeigt sich, dass alle Arten von Kieselkalken zur Hauptsache aus Spongiennadeln bestehen und als Spongiolithe bezeichnet werden müssen. Der grösste Teil der ursprünglich kieseligen Nadeln ist durch spätigen Kalzit ersetzt. Die freiwerdende Kieselsäure zog sich zu unregelmässigen Fasern, zu einzelnen Knauern oder durchgehenden Lagen zusammen. Im Orthoskop zeigt sich noch schattenartig die Spongiolithstruktur. Unter gekreuzten Nicols erscheinen die Lagen als unregelmässiges, filziges Gewebe von Kalzedon, das noch stark vom ursprünglichen Gesteinsmaterial durchsetzt ist. Interessant sind in dieser Beziehung die Kieseldolomite. Es handelt sich um gelb-braune gebankte Dolomite mit hellen Kieselknauern. Im Dünnschliff zeigt sich folgendes Bild: Die Grundmasse des Gesteins ist ein körniger Dolomit. Nur an wenigen Stellen lassen sich noch Umrisse von Spongiennadeln als hellere Partien erkennen. In den Kieselknauern ist jedoch die ursprüngliche Spongiolithstruktur noch deutlich sichtbar. Unter gekreuzten Nicols zeigt sich auch hier ein filziges Kalzedongewebe, das von unzähligen Dolomitrhomboedern durchwachsen ist. Wir nehmen an, dass diese Kieseldolomite aus Spongiolithen (Kieselkalken) hervorgingen. Die ursprüngliche Struktur dieses Gesteins ist heute nur noch in den Kieselknauern als eine Art Abbildungskristallisation vorhanden, während die übrige Gesteinsmasse körnig umkristallisiert, bzw. dolomitisiert ist.

Die Kieselsäure der Kieselkalke unseres Gebietes scheint somit durchgehend organischen Ursprungs zu sein. Auffallend ist ein starkes Zunehmen des Kieselgehaltes gegen die Luganerlinie.

3. *Einlagerungen von Dolomiten, Korallenkalken und Breccien in den unteren Kieselkalken.*

Besonders schön sind diese Sedimente am NE-Hang des M. Boglia, in der Gegend der Alpe Bolgia (Italien), entwickelt. Ein detailliertes Profil lässt sich in diesem Gebiete infolge der starken tektonischen Beanspruchung der Schichten nicht aufnehmen. Vor allem sind Mächtigkeitsangaben sehr schwierig, da die einzelnen Lagen in sich verschuppt sind.

Über dem Conchodondolomit sind unterhalb der Alpe Bolgia (Italien) dunkle, splitterige Kalke mit Kieselknauern aufgeschlossen, aus welchen A. Bistram

(1905) eine Fauna des unteren Héttangien bergen konnte. Es folgen ca. 20 m gebankte, helle Dolomite. Darüber liegen ca. 20 m Kieseldolomite, die wir im vorhergehenden Abschnitt bereits eingehend besprochen haben. Diese gehen nach oben in dunkle Kieselkalke über. Die darüber folgenden Dolomite bilden ein hervorstehendes Band, welches sich von der Alpe Bolgia, ca. 50 m oberhalb der Alphütten bis zur Schweizergrenze verfolgen lässt. Diese Dolomite keilen westlich der Alpe Bolgia aus. Es folgen im Hangenden die mächtigen Kieselkalke des M. Boglia. In den untersten 150 m dieses Gesteins treten zwei geringmächtige Dolomitlagen auf. In den folgenden 150 m lassen sich zahlreiche Einlagerungen von hellen Kalken mit Breccien und Konglomeraten beobachten, die wir etwas ausführlicher beschreiben werden.

Die Aufschlüsse befinden sich ca. 300 m SE der Alpe Bolgia in einem von lockerm Gebüsch überwachsenen Abhang, auf Q. 1100—1250. Beim Durchqueren dieses Hanges fallen fünf mehrere Meter mächtige, helle Kalkbänke, die aus den dunkeln Kieselkalken hervorstehen, sofort auf. Die Oberfläche dieser Kalke ist von unzähligen kleinen weissen Kieselknollen bedeckt. Diese kieseligen Gebilde sind von kugeliger Form (Dm. 1—2 cm), oft schalig aufgebaut und zu grösseren und kleineren Gruppen vereinigt. Das mikroskopische Bild dieser Knollen lässt sich mit dem Querschnitt eines morschen Baumstrunks vergleichen: Die Kernpartie der Knollen ist strukturlos und besteht aus feinkörnigem Kalk, der oft von grösseren Rhomboedern durchwachsen ist. Um diesen Kern legt sich eine Zone mit konzentrischer, feiner Bänderung, die oft unregelmässig ausgebuchtet ist. Der Aussenrand der Knollen ist meistens angebrochen und auf eine Breite von ca. 0,5 mm verkieselt. Dieser kieselige Rand besteht aus einheitlich auslöschenden Quarzkristallen, die nach aussen scharfe Kanten zeigen und nach innen unregelmässig auslaufen. Die Deutung dieser Gebilde als abgerollte und später verkieselte Algenkugeln schien uns zunächst nahezuliegen. Nach der Ansicht von Dr. GASCHE, der die Freundlichkeit hatte, die betreffenden Schliffe durchzusehen, sind keine sicheren Anzeichen von Algenstrukturen vorhanden. Es könnte sich auch um abgerollte verkieselte Oolithe, bzw. Pisolithe handeln. In der Schichtgruppe mit den hellen Kalkbänken treten häufig Breccien und Konglomerate auf, zum Teil an der Ober- und Untergrenze dieser Kalkbänke, oder mit diesen verzahnt, seltener als isolierte Lagen.

In den Breccien treten häufig Einlagerungen von Lumachellen, Oolithen und Echinodermenbreccien auf. Als Komponenten dieser Breccien kommen lediglich Gesteine der Unterlage vor, wie Kieselkalke, helle Kalke mit Kieselknollen, Dolomite, Lumachellen, Oolithe usw. Die Grundmasse ist ein feinkörniger heller Kalk. Diese unregelmässig auftretenden Kalkbänke mit Breccien und Konglomeraten lassen sich als Riffbildungen deuten.

Ähnliche Einlagerungen treten in den Kieselkalken am Südhang des M. Boglia auf Q. 850 NW gegenüber Brè auf. Ferner am Nordhang des M. Brè, unterhalb des Weges, der von Aldesago nach Brè führt, bevor dieser ins Cassonetal einbiegt, auf Q. 620. Das Profil am Ostgrat des M. Boglia, oberhalb Aldesago, zeigt ca. 50 m über dem Conchodondolomit ein mächtiges Band von Kieseldolomiten. In den darüber folgenden Kieselkalken lassen sich am Wege von der Madonna del Faggio nach Albogasio geringmächtige Breccienlagen beobachten, die wir als östliche Ausläufer der Riffbildungen der Alpe Bolgia betrachten können.

4. Blöcke von Kalkbreccien und Dolomit im Kieselkalk des M. Brè

In den obern Partien der Kieselkalke treten am M. Boglia nur vereinzelt dünne Breccienlagen auf, etwas häufiger sind Echinodermenbreccien. Interessant

ist jedoch das Auftreten von zum Teil recht mächtigen Blöcken von Dolomit und unterliasischen Breccien in den Kieselkalken des M. Brè. Am besten zugänglich sind die Aufschlüsse an der Strasse vom Dorf Brè zur Station Brè des Funicolare, ca. 250 m südlich von derselben. Im Kieselkalk treten dort Blöcke von Dolomit und Kalkbreccien auf von ca. 40—50 cm Dm. Auffallend ist das Fehlen von feinerem detritischem Material in den umliegenden Kieselkalken. Ein Dolomitblock von ca. 2 m Kantenlänge tritt am Südhang des M. Brè auf, an einem Fussweg der bei der Kehre der Autostrasse nach Brè, östlich der Kirche von Aldesago abzweigt, ca. 700 m östlich dieser Abzweigung (Koord. 720.2/94.2). Der Block ist stellenweise mit einer dolomitischen Breccie bepflastert und muss somit aus einer älteren Breccie umgelagert worden sein. Auch hier fehlt detritisches Material in den umliegenden Kieselkalken. Wir deuten diese Blöcke als von einer Steilküste ausgebrochene und im Schlamm abgeglittene Trümmer von Breccien, liasischen oder rhätischen Alters.

5. Fossilfundstellen im unteren Lias

Die Kieselkalke des unteren Lias sind im allgemeinen fossilarm. Ergiebige Fundstellen kommen nur in den untersten Partien vor, im Zusammenhang mit Einlagerungen von hellen Kalken mit Breccien und Konglomeraten. Eine leicht zugängliche Fundstelle von verkieselten Fossilien, vorwiegend Bracchiopoden, befindet sich im Gebiete der Alpe Bolla (Schweiz), ca. 200 m S der Alpwirtschaft, in einem Sackungsanriss ca. 50 m S der alten Baracke der Grenzwächter auf Q. 1150. Eine ähnliche Fundstelle, mit besser erhaltenen Formen liegt am Nordgrat des M. Boglia, am steilen Abhang gegen die Alpe Bolla, ca. 20 m NW unterhalb des Grenzsteins 7½ A, auf Q. 1260. Die von A. Bistram beschriebene Fundstelle mit Fossilien des untersten Héttangien befindet sich auf italienischem Gebiet, am Wege von der Alpe Bolgia nach dem Dorfe Castello (Val Solda), ca. 150 m NE unterhalb der Alphütten Q. 1075. Ein Dünnschliff durch die brecciösen Kalke aus dem p. 126 beschriebenen Profil, ca. 300 m SE oberhalb der Alpe Bolgia, zeigt mehrere Exemplare von *Spirillina liasica* (Jones), die mir mein Studienkamerad J. Schweighauser (1950) freundlicherweise bestimmte. Diese Schichten liegen stratigraphisch ca. 400 m über den Conchodonschichten. Am M. Brè, in den Anrissen der neuen Autostrasse vom Dörfchen Brè zum Gipfel des M. Brè, treten in den Kieselkalken zahlreiche fossilführende Horizonte auf. Die zahlreichen Kehren der Strasse ermöglichen es, denselben Horizont mehrmals aufgeschlossen zu finden.

6. Zusammenfassung

Um ein zusammenhängendes Bild über die Sedimentationsverhältnisse des unteren Lias unseres Gebietes zu erhalten, sind wir gezwungen, etwas weiter auszuholen. Aus der Skizze (Fig. 10) über die Mächtigkeitsverteilung des untern Lias geht hervor, dass unser Gebiet in der nördlichen Fortsetzung des Generosobeckens liegt. Dieses Becken scheint gegen Osten etwas auszuflachen, gegen Westen wird es von der Luganerlinie abgeschnitten. Im Gebiet von Mendrisio lässt sich eine Transgression aus dem Generosobecken gegen Westen beobachten. Besondere Beachtung verdienen die Aufschlüsse von Arzo. Nach den Untersuchungen von Prof. L. Vonderschmitt (1937) stehen die dortigen bunten Breccien in Zusammenhang mit Bruchzonen liasischen Alters, die der Luganerlinie mehr oder weniger parallel verlaufen. Das wechselvolle Bild des Broccatello entstand durch wiederholtes Aufleben dieser Bruchtätigkeit, wobei sich die Risse und Spalten im liegenden

Hauptdolomit mit dem Brei der darüberliegenden, noch nicht verfestigten Gesteine füllten. In unserem Arbeitsgebiet sind im Westflügel der Luganer Hauptverwerfung keine Sedimente mehr vorhanden. Die Breccien im untern Lias, und vor allem die Dolomitblöcke in den Kieselkalken, weisen jedoch auf die Nähe eines westlichen Festlandes. Ein Vergleich der Mächtigkeiten des untern Lias und die erwähnten Beobachtungen lassen deshalb mit Recht annehmen, dass die Luganerlinie dem alten Westrand des Generosobeckens entspricht. Die heutige Luganerlinie, als steil stehende Bruchfläche, lässt sich jedoch, wie wir später sehen werden, nur im Zusammenhang mit den alpinen Bewegungen verstehen.

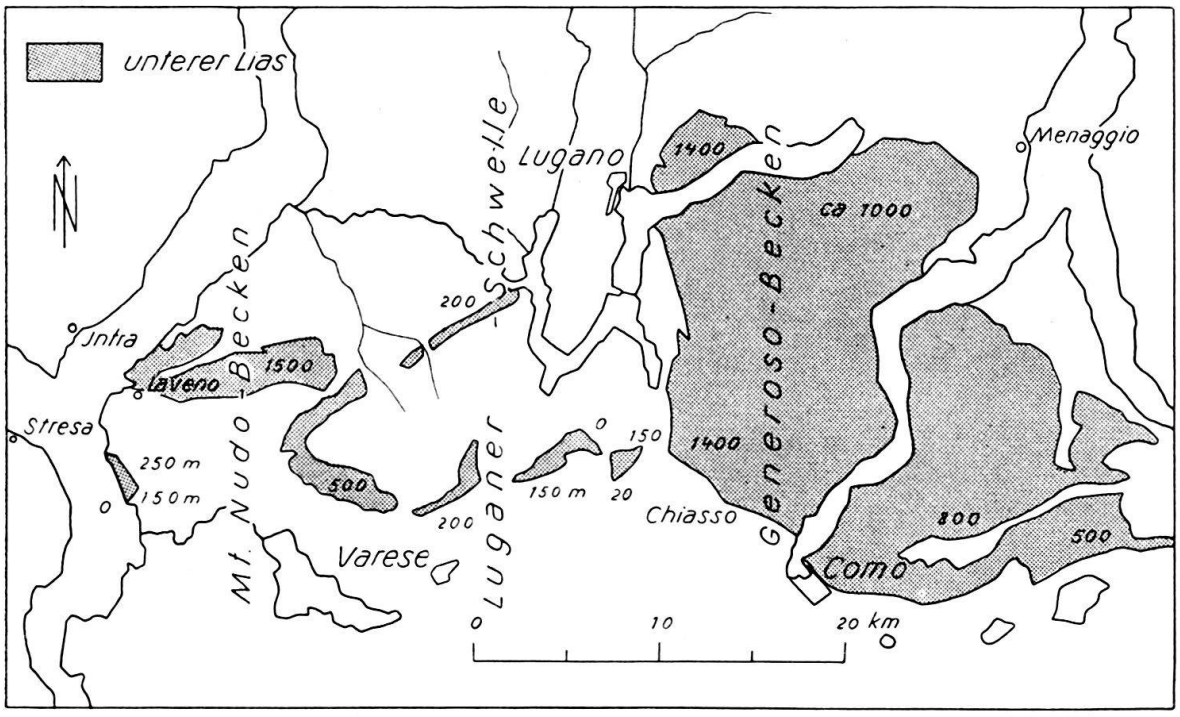

Fig. 10. Vorkommen und Mächtigkeit des untern Lias im Seengebiet.
Karte im Masstab 1:500000.

G. Kurze Zusammenfassung der Stratigraphie

Die Sedimentreihe des Gebietes der Denti della Vecchia beginnt mit den Konglomeraten des oberen Karbon (Westphalien B, C). Diese Sedimente, die sich mit Flusschottern vergleichen lassen, überlagern diskordant ein älteres Grundgebirge. Nach der Ablagerung des oberen Karbon und vor derjenigen der Servino–Verrucano-Serie (Perm, untere Trias) fanden im Gebiet von Lugano herzynische Bewegungen statt. Das Karbon der Denti della Vecchia wurde von einer Gneismasse deckenartig überfahren und in diese eingeschuppt. Vor der Ablagerung der Servino–Verrucano-Serie lag unser Gebiet während längerer Zeit der Erosion und Verwitterung frei. In dieser Zeitspanne erfolgte im südlicheren Luganergebiet der Ausbruch der Porphyre. Einzelne Porphyrzungen reichten bis in das Gebiet der Denti della Vecchia und liegen hier an der Basis der Servino–Verrucano-Serie. Diese letzteren sind bei uns nur geringmächtig und mit grosser Wahrscheinlichkeit in die untere Trias zu stellen. Einlagerungen von Dolomiten und der vorwiegend dolomitische Zement der Sandsteine deuten auf ein marines Milieu. Mit den Salvatoredolomiten (Anisien-Ladinien), es handelt sich vorwiegend um helle Diploporendolomite, setzt die eindeutig marine Sedimentation der Trias ein. Die darüber

folgenden Raiblerschichten stellen eine Regressionsperiode dar. In diesen Schichten sind mächtige Breccien und sandige Dolomite häufig. In der obern Val Rezzo (Val Cagna) überlagern die Raiblerschichten mit einer kristallinführenden Breccie das Karbon. Die dortigen Profile lassen sich als eine Transgression der Raiblerschichten auf das Grundgebirge deuten.

Vom Hauptdolomit bis in den untern Lias lässt sich im Luganergebiet in der Facies und Mächtigkeit der Sedimente ein westliches Schwellengebiet, die Luganerschwelle, vom Generosobecken im Osten abgrenzen. Unser Untersuchungsgebiet liegt am Nordwestrand dieses Beckens. Die Sedimente zeigen bereits Übergänge in die Luganerschwellenfacies. Der Hauptdolomit nimmt vom Gebiet der Denti della Vecchia gegen Osten von 500 auf über 1000 m Mächtigkeit zu. Der zentrale Teil des Generosobeckens ist in dieser Epoche durch eine Facies von schwarzen, bituminösen Dolomiten und dolomitischen Mergeln gekennzeichnet. Im Rhät lässt sich vom Comersee gegen Westen ein Zurücktreten der Mergel zugunsten der Kalke und das Auftreten von zahlreichen Dolomitlagen beobachten. Die Mächtigkeit des Rhät beträgt im Profil von Bene ca. 1000 m, in der westlichen Val Solda immer noch 800 m. Um so überraschender ist daher das fast vollständige Fehlen von rhätischen Sedimenten im Bacheinschnitt des Cassone, nördlich des M. Brè. Der untere Lias überlagert dort mit einer mächtigen dolomitischen Breccie den Hauptdolomit. Zum Rhät gehören vermutlich nur die unmittelbar über dem Hauptdolomit auftretenden Relikte von Lumachellenkalken und Oolithen. Der untere Lias unseres Gebietes besteht aus einer Serie von Kieselkalken von über 1400 m Mächtigkeit. In den untern 300 m treten Einlagerungen von Dolomiten, zoogenen Kalken, Breccien und Konglomeraten auf, wie sie E. Frauenfelder (1916) auch im Generosogebiet feststellen konnte. In den obern Partien der Kieselkalke treten nur vereinzelt dünne Lagen von Breccien auf, doch deuten eingelagerte Blöcke von Dolomit und Kalkbreccien auf die Nähe eines Festlandes im Westen. Im Gebiet von Mendrisio lässt sich nach den Beobachtungen von E. Frauenfelder (1916) und A. Senn (1924) eine Transgression des untern Lias aus dem Generosobecken gegen Westen feststellen. Die bunten Breccien von Arzo stehen nach den Untersuchungen von Prof. L. Vonderschmitt mit Bruchzonen liasischen Alters in Beziehung, welche der Luganerlinie mehr oder weniger parallel verlaufen.

Das vollständige Fehlen von detritischem Material im Rhät des Generosobeckens lässt uns annehmen, dass die Absenkung des Beckens in dieser Zeit mit der Sedimentation ungefähr Schritt hielt, während wir im untern Lias mit grösseren Niveauunterschieden rechnen müssen. Das relative Absinken des Generosobeckens gegenüber der Luganerschwelle betrug vom Hauptdolomit bis in den untern Lias, wenn wir die Sedimentmächtigkeiten vergleichen, ca. 2500 m. Es versteht sich von selbst, dass sich die Grenze zwischen der Luganerschwelle und dem Generosobecken während den alpinen Bewegungen bemerkbar machen musste. Wir werden diesen Problemen im Abschnitt über die Tektonik unseres Gebietes besondere Aufmersamkeit schenken.

Wie eng tektonische und stratigraphische Probleme verbunden sind zeigt uns die Erforschungsgeschichte der Luganerlinie, die wir als Überleitung zur Tektonik im folgenden Abschnitt kurz durchgehen möchten.

H. Zur Erforschungsgeschichte der Luganerlinie

Die Frage nach der Bedeutung der Luganerlinie als Faciesgrenze im Mesozoikum ist im Laufe der mehr als hundertjährigen geologischen Erforschungs-

geschichte des Luganergebietes schon mehrmals aufgetaucht. Wir glauben, dass wir mit einigen geschichtlichen Bemerkungen zum bessern Verständnis dieser Probleme etwas beitragen können.

Auf der geologischen Karte des Luganergebietes von L. von Buch (1826) finden wir eine erste Darstellung der Luganerlinie von Caprino bis Mendrisio. Er betrachtet die Porphyre als junges Intrusivgestein, welchem vor allem die Hebung und Faltung der Gebirge zuzuschreiben sei. Die Kontakte dieses Gesteins mit den mesozoischen Schichten deutet er daher als intrusiv. Aus der Beschreibung der Aufschlüsse von Melano und Rovio lässt sich seine Ansicht über die Beziehungen der Porphyre zu den Kieselkalken des Generoso nicht eindeutig herauslesen.

Bei B. Studer (1851, p. 473) finden wir ein Profil durch die Luganerlinie bei Melano. Dieses Profil durchschneidet die von Prof. L. Vonderschmitt (1937) beschriebene Sackung. Sowohl die Darstellung als auch die Beschreibung der dortigen geologischen Verhältnisse entsprechen unseren heutigen Ansichten. Seiner Verlegenheit in der Deutung dieser komplexen Tatsachen gibt B. Studer in folgenden Sätzen Ausdruck:

„Der schwarze Porphyr ist offenbar jünger als das Kalkgebirge, und doch vermisst man in der Regel Kalkgerölle in seinen Tuffen und sichere Spuren von Einwirkung der Porphyre auf den Kalk. Der rote Porphyr erscheint dagegen als die wahre und ältere Grundlage des Kalkgebirges und doch bildet er Gänge im schwarzen Porphyr."

L. Lavizzari macht uns in zahlreichen Publikationen (1840—1865) mit der Geologie des Luganergebietes bekannt. Wir finden in diesen Schriften bereits ausführliche Beschreibungen der Breccien von Arzo und Saltrio, in welchen er dieselben unterliasischen Fossilien wie im Kieselkalk des Generoso fand.

G. Negri & E. Spreafico (1869) beschreiben als erste die Luganerlinie als Verwerfung. Sie erklären diesen „salto" durch eine Hebung des Porphyrgebietes.

1889 deutet C. Schmidt die Ablagerungen von Arzo und Saltrio als Transgression des untern Lias. Die bunten Breccien und roten Tone hält er für Erosions- und Verwitterungsprodukte eines aufsteigenden Hauptdolomitriffes. Von der Luganerlinie schreibt er: „Längs einer NS verlaufenden Linie ist die grosse Liastafel (des Generosogebietes) gegenüber dem westlichen Gebiete abgesunken."

Er deutet darauf hin, dass meridionale Blattverschiebungen an dieser Linie eine Rolle spielen.

A. Bistram (1905) macht auf die starken Facies- und Mächtigkeitsunterschiede im Osten und Westen der Luganerlinie aufmerksam. Seine Ansicht über die Deutung dieser Tatsachen kommt in folgendem Satz zum Ausdruck: „Längs einer Linie, die im Verlaufe der Verwerfung von Lugano entspricht, erfolgte im Lias die allmähliche Senkung des Generosobeckens."

E. Frauenfelder (1916) lehnt die Ansichten A. Bistrams über die tektonischen Ursachen der Facieswechsel im untern Lias entschieden ab. Die Liastransgression soll mit einer weitspannigen Aufwölbung des westlichen Gebietes in Beziehung stehen. Die Blattverschiebungen und zahlreichen Knicke in der Hauptverwerfung lassen ihn vermuten, dass die vertikalen Bewegungen den übrigen vorausgingen. Für die vertikalen Bewegungen nimmt er kretazisches Alter an und bringt sie mit den Cenomankonglomeraten von Sirone in Beziehung.

Die Arbeit von A. Senn (1924) bringt uns die genauen Daten der Liastransgression von Arzo und Saltrio. A. Senn formt den Begriff der Luganerschwelle mit fehlendem oder geringmächtigem Rhät und transgredierendem untern Lias.

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-