

Quartär

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **45 (1952)**

Heft 1

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

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 Kristallingebiet 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 eindringen.

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

am Westhang des M. Boglia sind stets von Moräne bedeckt und mit zum Teil riesigen Erratikern übersät. Im Talgrund des Cassaratetales treten mächtige fluvioglaziale Schotterterrassen auf (Q. 400—600). Auf diesen Terrassen stehen die Dörfer Cadro, Davesco, Soragno etc. Entsprechende Schotterterrassen finden sich auch am Westhang des M. Brè.

Ein Seitenarm des Addagletschers erreichte das Luganergebiet über den Sattel von Croce, östlich Menaggio. Am M. Grona tritt Erratikum bis in eine Höhe von ca. 1500 m ü. M. auf. In der Umgebung der Val Solda finden wir Moränenreste bis ca. 1200 m ü. M. Die Eismassen dieses Gletschers drangen in alle Seitentäler ein und stauten dort mächtige Geschiebmassen.

Eine derartige Füllung zeigt der kesselartige Einschnitt des Cassone, am Südhang des M. Boglia. Dieser Talkessel ist bis auf eine Höhe von ca. 1000 m ü. M. mit Schutt und glazialen Geschiebe angefüllt. Dieses Geschiebmaterial besteht zur Hauptsache aus eckigen Bruchstücken von Kieselkalken und verschiedenen Dolomiten von wenigen cm Dm. in einer grobsandigen Grundmasse. In dieser sandigen Breccie liegen Blöcke von kristallinen Gesteinen und hellen Dolomiten, die oft mehrere m Durchmesser aufweisen. In unregelmässigen Abständen treten in der Breccie durch Calcit verkittete Bänke auf, von zum Teil mehreren m Mächtigkeit. Diese Bänke sind vor allem auf der westlichen Talseite häufig. Sie fallen mit dem Hang gegen Osten ein und verflachen gegen die Talmitte. Die ganze Ablagerung ist ungeschichtet, zeigt aber eine deutliche Schüttung von Westen.

Wir nehmen an, dass der Talkessel des Cassone vom Addagletscher abgeriegelt wurde. Von Westen her, über den flachen Gratrücken des M. Boglia, wurde aus dem Bereich des Tessingletschers fluvioglaziales Geschiebmaterial eingeschüttet.

In der nähern Umgebung unseres Arbeitsgebietes konnten wir an folgenden Orten ähnliche Staubildungen in derselben Höhenlage (ca. 1000 m ü. M.) feststellen:

Val Riccola, westliches Seitental der Val Rezzo, Terrasse der Alpe Riccola.
Val Rezzo, Terrasse der Dörfchen Buggiolo und Segghebbia, ferner Terrassen des Pra Marzo auf der südlichen Talseite.

Val Cavargnia, die Terrassen der Dörfer Cavargnia, San Bartolomeo Cusino etc.
Val Sanagra, Terrasse der Alpe Varone.

In entsprechender Höhenlage befinden sich die mächtigen Stauschotterterrassen und Moränen der Val d'Intelvi.

Am Nordhang des Cassoneeinschnittes, gegenüber dem Dorfe Brè, werden diese ältern Staubildungen von jüngeren Moränen diskordant überlagert. Die ersteren sind tiefgehend gelbbraun verwittert, während die jüngere Moräne noch frisch ist.

Das Material der letzteren besteht vorwiegend aus Kieselkalken und dunklen splitterigen Rhätkalken, in einer sandigen Grundmasse. Diese zeigen häufig geschrammte und polierte Flächen. Dolomitblöcke und kristallines Material sind eher selten.

Wir nehmen an, dass zwischen der Ablagerung der Staubildungen von Q. 1000 und der Bildung der Moräne eine längere Erosions- und Verwitterungsperiode erfolgte. Für eine Eingliederung in das zeitliche Schema der Vergletscherungen reichen unsere Beobachtungen nicht aus.

Die Schotterterrassen der Val Solda (Q. 400—700) und die Schotter des Cassaratetales (Q. 400—600) könnten mit diesem zweiten Gletschervorstoss in Zusammenhang stehen. Es scheint sich auch hier um Staubildungen, ähnlich der oben beschriebenen zu handeln.

2. Sackungen

In den tiefen Taleinschnitten des Alpensüdrandes sind ausgedehnte Sackungen eine häufige Erscheinung. Ein grosser Teil dieser Sackungen ist interglazialen oder präglazialen Alters. Die starke Moränenbedeckung macht es jedoch oft schwierig, diese abgeglittenen Massen vom anstehenden Fels zu unterscheiden. Ein typisches Beispiel dieser Art ist die von L. VONDERSCHMITT (1937) beschriebene Sackung von Castelletto bei Melano im Südtessin. Diese Sackung wurde von den früheren Bearbeitern nicht beachtet und führte zur Annahme komplizierter tektonischer Strukturen (vgl. A. BISTRAM 1903, E. FRAUENFELDER 1916, O. SEITZ 1917, D. J. DOEGLAS 1930).

Die ausgedehnten Sackungen am Westhang des M. Boglia stellten uns vor ähnliche Probleme.

Unterhalb der Terrasse von Cureggia treten im Kristallin des Westflügels der Luganerlinie erneut Kieselkalke und Gesteine der Servino-Verrucano-Serie auf. Auf der geologischen Karte von A. BISTRAM (1903) ist die Luganerlinie unterhalb der Terrasse von Cureggia durchgezogen, zwischen den dortigen Kieselkalken und den Gesteinen der Servino-Verrucano-Serie. Dadurch erhält die Luganerlinie einen scharfen Knick gegen Westen. Wie unsere geologische Karte (Tafel VI) zeigt, tritt jedoch oberhalb der Terrasse von Cureggia erneut Kristallin auf. Der Kontakt mit den Kieselkalken ist am Nord- und Südennde der Terrasse auf Q. 780, resp. 750 aufgeschlossen, so dass ein geradliniger Verlauf der Verwerfung hier sicher feststeht. Die Sedimente unterhalb der Terrasse von Cureggia müssen somit als tektonische Schuppe oder als Sackung gedeutet werden. Über die Gesteinsfolge des Gebietes unterhalb der Terrasse von Cureggia orientiert die geologische Karte (Tafel VI). Vom Bachbett des Torrente Cassone ausgehend, können wir folgende, scheinbar einheitliche Gesteinsserie vom Grundgebirge bis in die Kieselkalke beobachten: Als Basis treten dunkle, mylonitische Paragneise auf (Stabielloagneise), die nach oben in schwarze, feinschieferige Phyllonite übergehen (vgl. Grundgebirge, p. 91). Die Phyllonite werden von einer mehr oder weniger flachliegenden Gneiss chiari-Scholle überlagert. Am Saumweg von Pregassona nach Cureggia auf Q. 520 tritt über den Gneiss chiari eine schmale Schuppe eines orange-roten Quarzporphyrs auf. Darüber folgen zerrüttete Quarzknauerkonglomerate (Verrucano) und rote, feinkörnige, tonige Sandsteine (Servino). Über dem Saumweg sind zerklüftete bunte Mergel aufgeschlossen, mit zerrissenen Sandsteinbänken und Dolomitlagen. Darüber folgen Kieselkalke, wie wir sie vom M. Boglia her kennen (vgl. Stratigraphie p. 126). An der Basis dieses Gesteins tritt stellenweise eine dolomitische Aufarbeitungsbreccie auf. Bei der Wegkehre, auf Q. 530, ist unter den stark zertrümmerten Kieselkalken eine helle Dolomitlinse sichtbar. In den Kieselkalken lässt sich eine nach oben zunehmende Auflockerung und Zerrüttung feststellen. Am Südrand der Terrasse, in der Umgebung des Dörfchens Cureggia, lässt sich beobachten, wie die Kieselkalke allmählich in eine durch Calcit verkittete Bergsturzbreccie und schliesslich in verkitteten Gehängeschutt übergehen. Diese verkitteten Breccien bilden die Unterlage des Dorfes Cureggia. Sie sind auch am Nordrand der Terrasse, im Einschnitt des Weges zur Alpe Bolla gut aufgeschlossen.

Die Deutung der beschriebenen Gesteinsfolge ist mit Schwierigkeiten verbunden. Leider ist die Luganerlinie oberhalb der Terrasse von Cureggia nicht aufgeschlossen. Wir können deshalb nicht feststellen, ob an dieser Störung dieselben Gesteine auftreten wie unterhalb der Terrasse. Die Gneiss chiari, die Phyllonite und die Paragneise ziehen vom M. Brè bis an den Nordrand der Terrasse in nahezu

derselben Höhenlage durch. Die Annahme einer Sackung scheint aus diesem Grunde für diese Gesteine zunächst unwahrscheinlich. Die Kieselkalke und die Gesteine der Servino-Verrucano-Serie machen viel eher den Eindruck abgesackter Massen. Die Auflagerung auf die Gneiss chiari lässt sich jedoch nicht ohne weiteres als Sackungsgrenze deuten.

Eindeutiger sind in dieser Beziehung die Verhältnisse nördlich der Terrasse von Cureggia, im Gebiet von Orino bis Davesco. Prof. M. REINHARD machte uns darauf aufmerksam, dass in diesem Gebiete grössere Massen von kompakten Kieselkalken zusammen mit verkittetem Gehängeschutt und Bergsturz vorkommen.

Die Textfigur Nr. 16 zeigt eine Ansichtsskizze der Südflanke der Runse des Riale di Nava, NE Orino. Der erste Geländevorsprung rechts im Bilde ist durch die Gneiss chiari bedingt. Diese Gneise sind stark aufgelockert und zerrüttet. Im Sattel, oberhalb dieses Rückens, bildet eine schmale Schuppe von orangerotem brecciösem Quarzporphyr einen kleinen Felszahn. E des Sattels stehen helle, gebankte Dolomite an, die leicht bergwärts einfallen. Derartige Dolomite sind im untersten Lias des M. Boglia häufig. Über diesen Dolomiten folgen mit grösserer Mächtigkeit die Kieselkalke. Es handelt sich um dunkle, splitterige Kalke mit Kieselknuern.

In diesen Kieselkalken ist ein kleiner Steinbruch angelegt (Plattform im Bilde).

In der Bachrunse treten unter den Kieselkalken dunkle Paragneise des Grundgebirges an die Oberfläche. Über diesen Paragneisen ist eine tonig-sandige Breccie von mehreren m Mächtigkeit aufgeschlossen. In dieser Breccie treten vor allem Gneise der Unterlage und Kieselkalke auf. Die Kieselkalke sind zum Teil kantengerundet und zeigen deutliche Schrammung. Da in der Breccie keinerlei ortsfremdes Material auftritt, darf nicht ohne weiteres auf Moräne geschlossen werden. Über dieser lockern Masse ist eine durch Calcit verkittete Kieselkalkebreccie sichtbar. Die Breccie wird von gebankten Kieselkalken überlagert. Die Lagerung dieser Kalke ist sehr unregelmässig. Das Gestein scheint in grössere Schollen aufgelöst, die durch breite Zertrümmerungszonen getrennt werden. Die Zerrüttung und Auflockerung nimmt bergwärts rasch zu, so dass die Kieselkalke allmählich in verkittete Bergsturz- und Gehängeschuttmassen übergehen.

Die Kieselkalke und Dolomite scheinen hier eindeutig über das Grundgebirge abgesackt. Der Herkunftsort dieser Massen muss östlich der Luganerlinie liegen, da auf der Zwischenstrecke keine Sedimente auftreten. Diese Gesteine sind somit ca. 300 m abgeglitten, über eine Horizontaldistanz von ca. 600 m. Der Fallwinkel der Gleitfläche beträgt ca. 30 Grad.

Die Luganerlinie ist im Abschnitt oberhalb der Sackung, d. h. in der Falllinie der abgeglittenen Massen nicht aufgeschlossen. Wie die geologische Karte (Tafel VI) zeigt, ist hier eine mit Schutt bedeckte Nische ausgebildet. Die Luganerlinie lässt sich südlich dieser Nische, auf Q. 780, beobachten. Oberhalb des Weges, welcher zur Alpe Bolla führt, bilden hier die Gneiss chiari einen kleinen Felskopf. Nach einer Schuttzone von wenigen m folgen darüber helle, gebankte Dolomite von wenigen m Mächtigkeit. Diese Dolomite sind in die Kieselkalke der M. Boglia-Synklinale eingelagert. Nördlich der Nische sind diese Dolomite erneut sichtbar. Unter dieser Bank konnten wir eine schmale Schuppe eines hellen quarzitisches Quarzsandsteines beobachten. Derartige Gesteine treten in der Servino-Verrucano-Serie häufig auf. Leider ist die Unterlage dieser Schuppe nicht aufgeschlossen. Die Gneiss chiari des Grundgebirges treten erst ca. 200 m weiter nördlich, am Wege, welcher zur Alpe Bolla führt, an die Oberfläche.

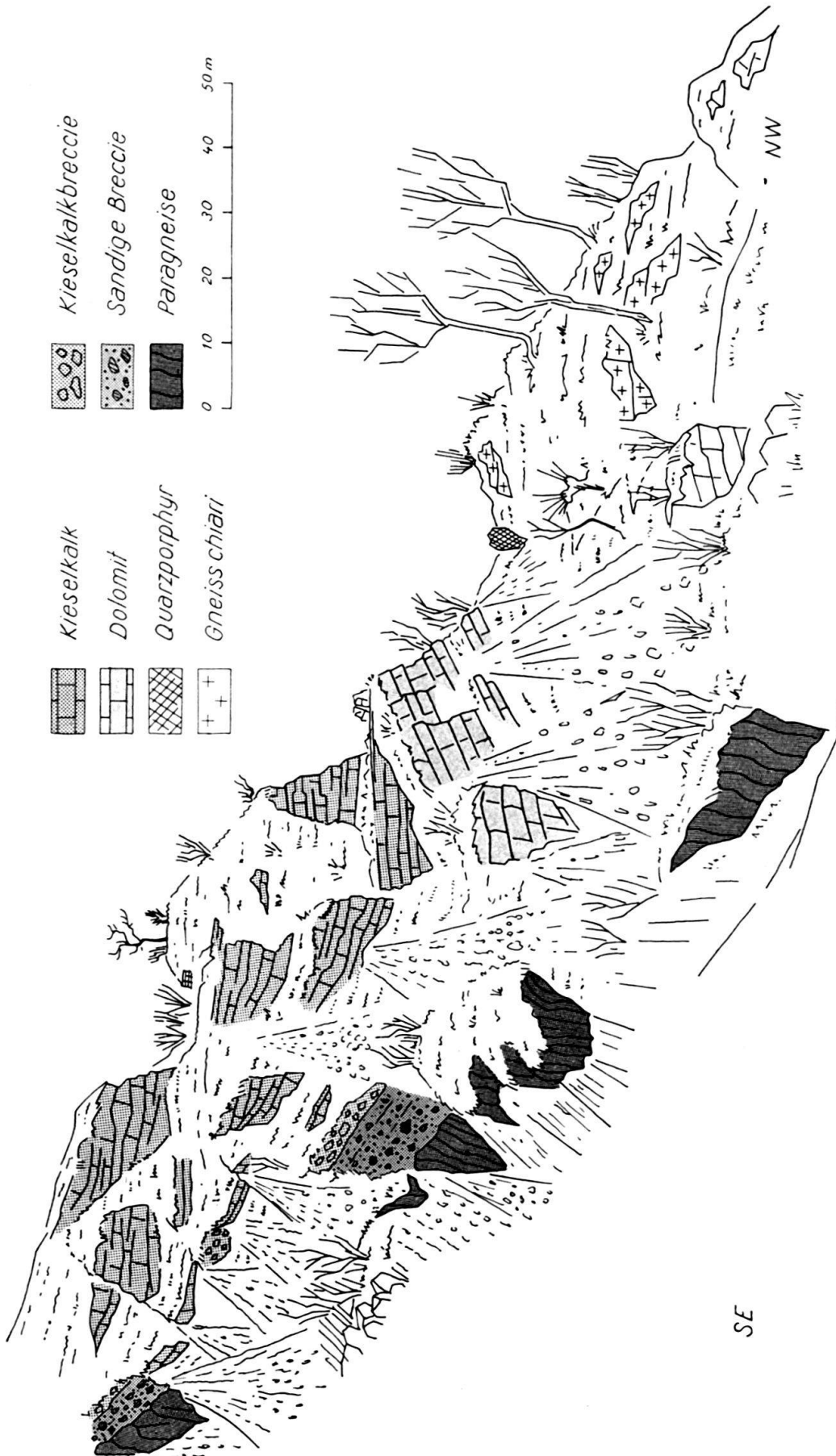


Fig. 16. Sackung von Cureggia-Orlino, mit Gleitbreccie (sandige Breccie der Legende) zwischen Paragneis und Kieselkalk. Ansichtsskizze des Südhanges der Runse des Riale di Nava NE Orlino. Der Abhang ist von niedrigem Gebüsch überwuchert, das auf der Zeichnung weggelassen ist.

Es stellt sich nun die Frage, ob das Kristallin, d. h. die bei Orino anstehenden Gneiss chiari und die Phyllonite, vielleicht auch ein Teil der Paragneise, mit abgesackt sind. Trotzdem die Unterlage dieser Gesteine nirgends sichtbar ist, halten wir diese Gesteine für abgesackt. Kieselkalke, Gneiss chiari und Phyllonite bilden hier einen zusammenhängenden Komplex, der nirgends durch Erosionsgrenzen unterteilt ist. Der Talrand der Sackung ist vermutlich innerhalb der stark zerrütteten Phyllonite zu suchen. Wie uns Prof. M. REINHARD freundlicherweise mitteilte, konnte er in diesen Phylloniten oberhalb Orino eingeklemmte Kieselkalke beobachten. Wir möchten sie als mit der Sackung verfrachtete Pakete deuten.

Der auf unserer Skizze dargestellte Kontakt zwischen Kristallin und Kieselkalken mit der eingeklemmten Porphyrschuppe entspricht nach unserer Ansicht der Luganerlinie, die hier um mehrere hundert m abgesackt ist.

Einige Hinweise darauf, dass Gneiss chiari und Kieselkalke zusammen über das Grundgebirge abgeglitten sind, geben uns die Aufschlüsse in der Runse des Vallone, südlich Soragno. Beim Eingang der Runse, oberhalb der Autostrasse nach Soragno sind verkittete Schotter sichtbar mit Einlagerungen von Gehängeschutt. In der Bachrunse, auf Q. 430, sind dunkle Paragneise angeschnitten. Am nördlichen Abhang der Runse treten über diesen Paragneisen stark zerrüttete Gneiss chiari auf. Darüber folgt eine grobe, verkittete Kieselkalkbreccie.

Dieselbe Gesteinsfolge lässt sich am Gratrücken südlich der Runse beobachten. Bei P. 493 steht eine verkittete Kieselkalkbreccie an, darunter sind am Südhang des Rückens zerrüttete Gneiss chiari sichtbar. Gneiss chiari und Kieselkalke scheinen hier zusammen über das Grundgebirge abgesackt. Im nördlich anschliessenden Gebiet von Soragno und Davesco treten erneut grössere Massen von abgesackten Kieselkalken auf. Wir nehmen deshalb an, dass wir im Vallone die tiefsten, am meisten zerrütteten Lagen der Sackung vor uns haben, während die kompakten Partien durch die Erosion entfernt wurden.

Von den beschriebenen Beobachtungen ausgehend, können wir nun versuchen, die Lagerung der Gesteinsserie unterhalb der Terrasse von Cureggia zu deuten. Die Schichtfolge entspricht, wie wir bereits erwähnt haben, derjenigen des Riale di Nava oberhalb Orino. Nach den bei Orino gewonnenen Ergebnissen können wir die Kieselkalke und die Gesteine der Servino-Verrucano-Serie ohne weiteres als abgesackt betrachten. Die Gneiss chiari und die Phyllonite bilden mit diesen Gesteinen eine Einheit und scheinen deshalb mitgesackt. Damit steht scheinbar im Widerspruch, dass die Auflagerungsfläche der Gneiss chiari vom M. Brè bis nach Orino in nahezu derselben Höhe durchzieht.

Wir betrachten zunächst die Tektonik dieses Gebietes: Am Nordhang des Torrente Cassone, auf Q. 550, ca. 600 m SE Cureggia, beschreibt die Luganerlinie einen rechtwinkligen Knick. Wir brachten diesen Knick in Beziehung mit der Cassone-Antiklinale im Ostflügel der Störung. Das Kristallin im Westflügel ist enorm zerrüttet und verwittert. Vom Bachbett des Cassone ausgehend, können wir am Nordhang die bekannte Schichtfolge Stabielloagneise-Phyllonite und Gneiss chiari beobachten. Die Auflagerung der Gneiss chiari auf die Phyllonite ist in einem Anriss oberhalb des Scheibenstandes des Schiessvereins Viganello, auf Q. 500, aufgeschlossen. Über den Gneiss chiari, welche hier ca. 100 m mächtig werden, treten E oberhalb Cureggia erneut Paragneise auf. Diese Gneise werden an der Luganerlinie von einer schmalen Schuppe von Gneiss chiari überlagert.

Das Kristallin im Westflügel der Luganerlinie ist somit in diesem Gebiet eindeutig durch eine Schuppung verdoppelt. Wie weit sich diese Schuppung nach Norden fortsetzt, lässt sich unter der starken Moränenbedeckung nicht beurteilen. Die Sackung muss offenbar zur obern Schuppe gehören, da die Luganerlinie mit-

gesackt ist. Es scheint in diesem Zusammenhang nun merkwürdig, dass die Auflagerungsfläche der Gneiss chiari vom M. Brè bis nach Orfino auf nahezu derselben Höhe durchzieht, d. h. dass die Gneiss chiari der untern Kristallinschuppe und der Sackung auf derselben Höhe liegen. Wir sind der Ansicht, dass diese Übereinstimmung rein zufällig ist. Die Auflagerungsfläche der Gneiss chiari am Nordhang des Torrente Cassone darf wahrscheinlich nicht mit derjenigen der Gneiss chiari oberhalb Pregassona und Ligaino verbunden werden. Erstere scheint unter den abgesackten Massen durchzustreichen und muss vermutlich an der Untergrenze der Gneiss chiari nördlich der Terrasse auf Q. 600 durchgezogen werden. Diese Probleme lassen sich vielleicht von petrographischen Gesichtspunkten aus besser fassen. Wir wollten hier lediglich auf eine nach unserer Ansicht mögliche Lösung aufmerksam machen.

Am NW-Fuss der Denti della Vecchia und an den Südhängen der Val Colla sind Sackungen, die für uns von geringerem Interesse sind, eine häufige Erscheinung. Von grösserer Bedeutung ist die Sackung von Pozzetti unterhalb der Cima di Noresso (Fig. 2), da hier das bekannte Karbonvorkommen mitbetroffen ist. Die gesamte Schichtfolge, von den Paragneisen bis zum Hauptdolomit, ist hier über 100 m über das Grundgebirge abgesackt.

Der grösste Teil dieser Sackungen sind über das tiefer erodierte Grundgebirge abgeglittene Sedimentmassen. Es ist denkbar, dass diese Bewegungen durch junge tektonische Bewegungen ausgelöst wurden.

3. Einige Bemerkungen zur Morphologie

Das Studium der Morphologie wurde nicht mehr in unsere Untersuchungen einbezogen. Wir begnügen uns hier mit einigen Bemerkungen zu schon bestehenden Arbeiten.

Eine auffällige Erscheinung im Landschaftsbild unseres Untersuchungsgebietes ist die Terrassierung des Cassaratetales. In einer morphologischen Arbeit über das Luganergebiet gliedert H. ANNAHEIM (1935) diese Terrassen in eine Reihe von Eintiefungssystemen. Diese Gliederung erscheint uns in mancher Beziehung fragwürdig, da der Natur des Untergrundes zu wenig Rechnung getragen wurde. So sind z. B. die Systemreste 10, 12 und 14 am Westhang des M. Boglia, im Gebiet von Pregassona bis Davesco in die beschriebene Sackung von Cureggia-Orfino eingeschnitten und somit sicher jünger als die Eintiefung des Tales. Ebenso ist Systemrest 6 (Pian Soldino, E Cadro) in einen inter- oder präglazialen Bergsturz riesigen Ausmasses eingeschnitten. Die Systemreste 16 und 14 E Viganello, beim Ausgang des Cassone-Einschnittes sind in alten verkitteten Deltaschottern angelegt.

Wir sind der Ansicht, dass die erwähnten Terrassensysteme bedeutend jünger sind als die Eintiefung des Tales und vielleicht als glaziale Uferterrassen gedeutet werden können.

Wohl die am meisten diskutierte morphologische Erscheinung sind die tiefen Tröge der Alpenrandseen, die z. T. unter den Meeresspiegel hinabreichen. Die Entstehung dieser Tröge wird hauptsächlich auf zwei wesentlich verschiedene Ursachen zurückgeführt. Die eine Richtung versucht diese Becken durch glaziale Übertiefung zu deuten. Eine andere nimmt an, dass es sich um ein versunkenes Relief, nach der Art der Fiorde handle, welches bedingt wäre durch ein relatives Absinken des Alpenrandes.

Was den Luganensee betrifft können wir dazu folgendes bemerken. Das Luganergebiet lag während der Eiszeit abseits der grossen Gletscherströme der

Alpen. Die Eismassen welche das Luganergebiet mit einer Mächtigkeit von max. 1200 m (bei Lugano) bedeckten, nährten sich vom Überlauf des Addagletschers über die Lücke von Croce, W Menaggio, und desjenigen des Tessingletschers über die Lücke des Ceneripasses.

Über diese hoch gelegenen Rücken konnten nur während des Höchststandes beträchtliche Eismassen fließen. In der übrigen Zeit lagerte im Luganergebiet eine riesige Eisdecke die nur durch geringmächtige Zuflüsse genährt wurde. Beim Rückzug der grossen Talgletscher wurden diese Zuflüsse frühzeitig abgeriegelt, so dass hier eine mächtige Toteismasse liegen blieb (vgl. R. STAUB, 1938).

Diese Überlegungen machen die Annahme einer glazialen Kolkung für die Entstehung des Beckens des Luganersees unwahrscheinlich.

Die Deutung der Oberflächengestalt des Luganergebietes als versunkene Landschaft scheint viel einfacher und naheliegender. Für eine derartige Annahme spricht auch die Beobachtung, dass sich zahlreiche Bacheinschnitte und Gratrücken unter das heutige Seeniveau fortsetzen.

Verzeichnis der zitierten Literatur

- ANNAHEIM, H. (1935): *Die Landschaftsformen des Luganergebietes*. Inaug. Diss. Basel.
- BAYET, E. (1887): *Notes sur quelques excursions géologiques faites aux environs de Lugano (Tessin)*. Bull. séances soc. royal Malacologique de Belgique, 22.
- BISTRAM, A. v. (1903): *Das Dolomitgebiet der Luganeralpen*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 14.
— (1903): *Beiträge zur Kenntnis der Fauna des untern Lias in der Val Solda*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 13.
- BUCH, L. v. (1825): *Über einige geognostische Erscheinungen in der Umgebung des Luganersees in der Schweiz*. Abh. preuss. Akad. Wiss. 5.
- BURFORD, J. A. (1940): *Les formations cristallines de la région luganaise*. Bull. suisse min. et petrogr. 20, Zürich.
— (1950—1951): *Les grandes lignes tectoniques du Tessin méridional*. Boll. Soc. Ticinese Sci. Natur.
- DOEGLAS, D. J. (1935): *Die Geologie des M. San Giorgio und der Val Mara*. Leidsche Geol. Meded., Deel VII.
- DOZY, J. J.: (1935): *Über das Perm der Südalpen*. Leidsche Geol. Meded. Deel VII.
- ESCHER, B. G. (1911): *Über die praetriassische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi*. Inaug. Diss. ETH. Zürich.
- ESCHER v. D. LINTH, A. (1853): *Geologische Bemerkungen über das südliche Vorarlberg und angrenzende Gegenden*. Denkschr. S.N.G.
- FRAUENFELDER, A. (1916): *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*. Eclogae geol. Helv. 14.
- FRECH, F. (1897): *Lethaea geognostica*. I. Teil, 2, Stuttgart.
- GÜMBEL, C. W. (1880): *Geognostische Mitteilungen aus den Alpen*. VII. Sitzungsber. mat.-phys. Kl. K. bayr. Ak. Wiss. 10.
- HEER, O. (1883): *Die Urwelt der Schweiz*. Zürich.
- HOUTEN J. VAN, (1929): *Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago maggiore*. Eclogae geol. Helv. 22.
- JONGMANS, W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz*, I. Eclogae geol. Helv. 43.
- KELTERBORN, P. (1922): *Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin)*. Verh. Naturf. Ges. Basel 34.
- KOENIGSBERGER, J. (1928): *Über carbonähnliche Ablagerungen in den nördlichen Dinariden bei Lugano*. Eclogae geol. Helv. 21.
- LAVIZZARI, L. (1840, 1843, 1845): *Memorie I e III sui minerali della Svizzera italiana*. Mendrisio e Capolago.
— (1860): *Catalogo delle rocce sedimentarie e dei fossili etc.* Locarno.
— (1863): *Escursioni nel cantone Ticino*. Lugano.
- LEUZINGER, W. (1926/27): *Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori etc.* Eclogae geol. Helv. 20.