

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 27 (1934)
Heft: 2

Artikel: Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano
Autor: Annaheim, Hans
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-159382>

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: 22.02.2026

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

Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano.

Von HANS ANNAHEIM.

Mit 1 Karte (Taf. XII), 2 Profiltafeln (XIII und XIV)
und 3 Textfiguren.

Während die gross angelegten Moränenamphitheater, welche den Südfuss der Alpen in breiten Gürteln bedecken, schon seit langem verhältnismässig eingehend bekannt sind, ermangeln die südlichen Alpentäler noch teilweise konsequenter Erforschung ihrer diluvialen Bildungen. Eine ganze Reihe interessanter Ablagerungen, welche auch Diluvialfossilien geliefert haben, harren wissenschaftlicher Durchleuchtung. Während seiner morphologischen Untersuchungen im Luganese (1928, 1929) konnte der Verfasser nun eine Anzahl Beobachtungen machen, welche vielleicht geeignet sind, an einigen Stellen das Dunkel etwas zu lüften, oder aber schon längst bekannte Ablagerungen in etwas anderm Licht als bisher zu zeigen¹⁾.

I. Val di Colla und Val Capriasca.

Moränenüberschüttung macht sich im Val di Colla nicht stark bemerkbar. Bei Isone wurde stark lehmige, oberhalb Lopagno Grundmoräne mit sandig-schotterigem Habitus beobachtet. Dagegen fallen einige andere Aufschüttungen auf.

Der von den Hängen des M. Garzirola herabrauschende Cugnolobach hat sich nordwestlich Bogno ca. 50 m in eine flache, 960 m hohe, bis nach Bogno laufende Terrasse eingegraben, welche durch ihre nivellierte Oberfläche auffällt. Bei Bogno ist die ebene Terrassenfläche an eine nur wenig höhere, etwas gewellte, im Anstehenden angelegte Leiste hangwärts angelehnt. Etwa 400 m unterhalb einer kleinen Brücke, über welche der Pfad von Bogno nach Cozzo führt, hat der Wildbach die Terrasse in steiler Schlucht stark unterschnitten und ihren Untergrund blossgelegt. Über einer mächtigen, flachge-

¹⁾ Die genannten Ortsnamen beziehen sich auf die Angaben der schweizerischen Kartenblätter der Siegfriedkarte 1 : 25000, wo solche ausgegeben sind, oder auf die Karte 1 : 50000 (Überdruck Lugano e dintorni).

schichteten Ablagerung von Sand und Kies folgt eine dünnerne Schicht unregelmässig geschichteter Schotter, welche übergeht in eine einige Meter mächtige Lage grob blockigen Wildbachschuttes. Der Terrassenabschnitt von Bogno und westlich davon zeigt in einigen Bachanrisen und an seiner Oberfläche ebenfalls kiesiges Material. Die ganze Terrasse ist demnach aufgeschüttet durch Cugnolo und Cassarate, und zwar nach dem Rückzug des Eises aus diesem hintersten Talabschnitt, da Moränenbedeckung fehlt.

Die Terrassenfläche in ca. 960 m Höhe, mehr als 100 m über dem Talboden bei Maglio di Colla, kann nur durch talfremden Einfluss so hoch gespannt worden sein: Durch den sich zurückziehenden Gletscher.

Da die Ablagerung keine Deltaschichtung aufweist, ist sie nicht in ein stehendes Gewässer erfolgt. Man wird zur Annahme gedrängt, dass die Ablagerung direkt gegen den Eiswall geschüttet worden ist, wobei die Gewässer selbst stets Abfluss durch Spalten des Gletschers fanden.

Eine ganz analoge Aufschüttung findet sich im Tale von Cardada. Der ganze rechtsseitige Hang von dem Zusammenfluss der beiden Bäche (unterhalb der Häusergruppe von Induno) bis zum Talausgang zeigt bis 960 m hinauf an zahlreichen Anrisen, welche unter Certara besonders beträchtlich sind, kein Anstehendes, sondern Schutt: In eine helle, aus Dolomitschutt bestehende Grundmasse sind bis $\frac{1}{2}$ m³ grosse kristallinische und dolomitische, meist eckige Geschiebe eingebettet; die Lagerung ist meist regellos, zeigt aber dann und wann auch Schichtung talaus. Alle Gesteine sind ungekritz. Sie stammen aus dem Einzugsgebiet der Bäche, wo sich am Fusse der Cme. di Fojorina mächtige Dolomit-Trümmerhalden aufgebaut haben. Westlich Induno hat der westliche Bach die Ablagerung ebenfalls angeschnitten; sie zeigt hier in 930 m eine ebene Terrassenfläche.

Die Akkumulation von Cardada hat das Aussehen eines Wildbachkegels. Dieser muss einst das Tal bis 960 m Höhe hinauf erfüllt haben, wie die Reste am rechten Gehänge bis zum Talausgang beweisen.

Das Wiedereinschneiden des Baches vollzog sich in zwei durch eine Ruhepause getrennten Phasen, wie die Terrasse westlich Induno in 930 m lehrt. Ganz ähnlich ging die Zerschneidung bei Bogno vor sich: Auch hier liegt in 920—930 m westlich und nordwestlich Bogno eine Terrassenfläche im Wildbachschutt.

Die Übereinstimmung der Aufschüttungshöhe (960 m) und der Leisten in 920—930 m bei Bogno und Cardada weisen auf eine einheitliche Ursache hin, die nur in einem bis in die Gegend von Maglio reichenden Gletscherarm gefunden werden kann, der hier während des Gletscherrückganges während einer Zeitspanne stationär war. Das Fehlen von ähnlichen Ablagerungen in gleicher Höhenlage tal-

abwärts mag ein Fingerzeig sein, dass der Gletscher noch bis in die Gegend von Maglio hinauf gereicht haben muss.

Wenig oberhalb Maglio, nordwestlich P. 928 (Kapelle) durchschneidet der Cassarate einen kristallinen Felsriegel am linken Talgehänge; auf der Höhe des Felskopfes rechts vom Fluss steht das Zollhaus ca. 20 m über diesem. Von diesem Kopfe senkt sich das Gelände gegen N, um dann in welliger Form (Schutt) gegen die Ausmündung des Tales von Crana anzusteigen. Der Cassarate hat sich hier epigenetisch in einen linksseitigen Gehängesporn eingeschnitten, während sein alter Lauf nördlich davon verschüttet ist. Zwei Terrassen in Abständen von wenigen Metern über dem Hochflutbett des Cassarate oberhalb Maglio zeigen die Phasen der Riegelzerschneidung an.

Man erhält demnach folgendes Bild der Entwicklung des Talgebietes oberhalb Maglio di Colla seit dem Rückzuge der Gletscher:

Während des Rückzuges der Vergletscherung lag längere Zeit eine bei Maglio endigende Eiszunge im Val di Colla; sie zwang die im Talhintergrund mündenden Bäche zum Aufschütten bis auf ein Niveau von 960 m. Mit dem Gletscherrückzug schnitten sich die Bäche in ihre Aufschüttungen ein, wobei es im Niveau von 920 m zu einer Unterbrechung des Tiefenschnittes und zur Bildung eines Talbodens in der Akkumulation kam. Beim weiteren Einschneiden auf das heutige Niveau hinunter sägte sich der Cassarate oberhalb Maglio di Colla epigenetisch in einen kristallinen Hangsporn ein, wodurch eine kleine, lokal bedingte Steile entstand. Vom langsameren Einschneiden des Cassarate oberhalb dieses Felsriegels zeugen die Flussterrassen zwischen Maglio und P. 866 westlich Bogno.

Bei Oggio findet sich über der Strasse eine wellige Terrasse in 610 m, welche durch zahlreiche Rinsale zerschlitzt ist. Schürfungen ergaben überall Kies und Sand: Es ist eine Akkumulationsterrasse, deren Höhe auffällig mit einer ähnlichen Terrasse im Val Capriasca übereinstimmt. Die Terrasse geht talwärts bis gegen P. 572, wo sie am anstehenden Fels auszustreichen scheint.

Der Schwemmkegel von Odogno im V. Capriasca. Zwischen dem Bache von Lelgio und demjenigen südlich Bettagno findet sich eine mächtige Akkumulation, die durch den Bach von Lelgio und den des V. Bedolasca aufgeschnitten worden ist und die unregelmässige Geröllmischung eines typischen Wildbachkegels zeigt. Die Oberfläche des Kegels liegt bei Lelgio in 660 m und senkt sich bis Odogno auf 620 m; dieses untere Kegelniveau setzt sich talwärts fort über den P. 621 bis zum Bach südlich Bettagno. Da das V. Capriasca unterhalb dieser Aufschüttung weit geöffnet ist, kann als stauendes Hindernis nur der sich zurückziehende Gletscher in Betracht kommen, und zwar handelt es sich um einen Gletscherstand, dessen Zunge offenbar von S her gerade noch die Talmündungen des V. Capriasca und des

V. di Colla abriegeln konnte, so dass der Bachschutt hier über ein Niveau von 620 m aufgestaut wurde, wie es der Kegel von Odogno und die Reste der Aufschüttung von Oggio zeigen.

25 m über dem Flüsschen liegt etwas südlich Pezzolo, bei P. 559, ein trockener Schuttkegel, der durch eine Kiesgrube angeschnitten ist. Die unregelmässigen Schichten desselben fallen steil (ca. 25°) gegen den Fluss hin. Es ist dies die Böschung eines kleinen Schwemmkegels (vgl. HEIM 12, p. 7). Es handelt sich nicht um eine Staubildung; der Kegel ist lediglich durch den Fluss unterschnitten worden, als er noch weiter westlich floss als heute.

II. Val Cassarate.

A. Die Terrassenbucht von Tesserete weist allenthalben intensive Moränenbedeckung auf. Die zahlreichen Felsleisten und die Hänge sind mit einer meist lehmig ausgebildeten Grundmoränendecke überzogen, die durch die Tätigkeit des Menschen z. T. stark umlagert worden ist.

Südöstlich Sarone wurde am Schluchtrand teilweise unregelmässig geschichtete, kiesige Grundmoräne beobachtet. Im Passdurchgang westlich des Settalone liegen mächtige Blöcke von Granat führenden Schiefern in und auf lehmiger Grundmoräne, welche die Passlücke auskleistert. An der Strasse von dieser Lücke nach Sonvico ist an einigen Stellen sandige Moräne mit vielen Granatschiefern und einzelnen gut gekritzten kristallinen Geschieben entblösst; es wurden Mächtigkeiten bis zu 6 m gemessen, welche dadurch erklärt werden, dass diese Moränenanhäufungen im Bewegungsschatten des Gletschers zur Ablagerung kamen.

BISTRAM (p. 74) betrachtet die verbackenen Schuttmassen, welche auf der Terrasse von Cureggia liegen, als Moränen einer älteren Vergletscherung. SALOMON (p. 813) weist auf eine ältere, oben gelblich verwitterte Moräne im N des Cassonetobels gegenüber Brè hin, die von einer frischeren Moräne überlagert zu sein scheine.

B. Die stadialen Wallmoränen von Lugano. Ein Gebiet sehr intensiver Moränenverschüttung ist der rechte Talhang des Val Cassarate von Canobbio bis an den Fuss des M. S. Salvatore bei Paradiso. Von besonderm Interesse ist die Tatsache, dass der ganze Hang nicht nur mit tiefgründigem Moränenlehm überdeckt ist, sondern ihm ein stellenweise prachtvoll erhaltener Wallmoränenzug aufliegt.

Der Boden des breiten Tälchens südlich Comano besteht aus mancherorts kiesigem Grundmoränenmaterial. Bei P. 409 südöstlich Canobbio wurde über der Strasse Moräne mit grossen, eckigen kristallinen Blöcken beobachtet; über diesem Punkt befindet sich in 450 m an der Strassenbiegung südöstlich Comano ein schöner, 10—20 m über die ebene Fläche westlich davon hinausragender, N-S gestreckter

Wall. Derselbe zieht sich mit einer kleinen Lücke bei P. 457 gegen die Kirche von Porza hinauf; er ist vom Gehänge gegen den San Rocco-Hügel durch ein kleines Tälchen getrennt. Grosse eckige Gneisblöcke liegen in den Rebbergen, welche ihn beidseits überziehen. An verschiedenen Anschürfungen konnten auch stark verwitterte liasische Kieselkalkgeschiebe ohne Kritze gefunden werden. Die Strasse von Porza nach Savosa schneidet immer wieder Moräne an. Ein prächtiger, bis 30 m hoher Wall, erscheint südlich Savosa bei S. Maurizio (P. 431)¹⁾; er schwingt sich in schwacher Wölbung über Nalva (P. 446) und Rovello (P. 426) nach dem P. 442 südlich Rovello, von wo er südwestlich gegen die Capella delle due Mani zieht, wobei er sich bis 390 m erniedrigt (P. 387). Zwischen dem Gehänge des Hügels von S. Rocco und dem Moränenwall von Rovello senkt sich ein kleines Tälchen mit verschütteter Sohle nach der Mulde westlich Massagno hin. Sanft gleitet der Moränenhang gegen dieses Tälchen, steiler gegen O ab. Auch hier wurden eckige kristalline Blöcke, Dolomite und zahlreiche dunkle Liaskalke gefunden, auf denen aber Kritze wiederum nur sehr unvollkommen zu sehen waren. Bei Canva legt sich vor den Wall eine häufig über 4 m mächtige Lehmdecke mit zahlreichen eckigen und gerundeten Geschieben, welche häufig in geschichteten Nestern beisammenliegen.

Die Fortsetzung des Walles bilden die länglichen Erhöhungen bei P. 395, P. 397, P. 394 westlich Massagno, die zu den Hügeln westlich Cortivallo (419) und von Sorengo (411, 404) hinleiten; von hier weg ist der weitere Verlauf nicht mehr durch schöne Wälle markiert, sondern durch eine Reihe mehr oder weniger hoher Moränenhügel, welche sich von S. Grato (südlich Sorengo) über Nava, Nedo verfolgen lassen. Auch hier aber wurden Mindestmächtigkeiten von 3 m gemessen. Die Moräne zwischen S. Pietro und Paradiso wird das Südende dieses „Moränenzuges von Lugano“ bezeichnen. Sehr intensiv ist die Moränenverschüttung der Talsenke von Cortivallo bis zum Muzzanersee am Fuss der Moränenhügel. Hier konnte nirgends Schichtung der Geschiebe beobachtet werden; mannigfache gekritzte Geschiebe liegen regellos in einem braunen Moränenlehm, dessen Wasserundurchlässigkeit am oberen Ende des Muzzanersees zur Versumpfung geführt hat.

Verschiedene Gründe beweisen, dass es sich bei diesem Moränenzug um eine stadiale Ablagerung des Porlezza-gletscherarms handelt:

Die mancherorts gefundenen liasischen Kalke in der Moräne müssen aus dem Liasgebiet östlich Luganos stammen. Bei S. Manigo fand sich ein Juliergranit.

¹⁾ Gewaltige erratische Kalkmassen fanden sich im Tälchen von Vira (Anastasi, p. 33).

Die Wälle von Rovello und Porza richten ihre steileren Seiten gegen O; die Gletscherzunge muss demnach das untere Val Cassarate eingenommen haben.

Auffällig ist die Ausbuchtung des Moränenzuges in der Senke von Massagno, wo der Wall von Rovello und der Zug von Sorengo gegen W ausschwingen. Eine kleine Gletscherzunge stiess in der Senke nach W vor¹⁾.

Die Anordnung der Bäche westlich des Wallzuges entspricht offenbar genau den Abflussverhältnissen der stadialen Gletscherbäche. Dem Porzawall entlang führt ein kleines Bächlein nach N und wendet sich dann bei P. 457 nach W, um südlich Cadempino in die Vedeggio-ebene zu münden. Zwischen der Endmoräne von Rovello und dem Berghang fliessst ein Rinnal nach SW, das die Ausbiegung der Moräne in der Massagnosenke genau mitmacht und dann ebenfalls nach W abfliessst. Dem Westfuss der Moränenhügel von P. 394, Cortivallo und Sorengo folgt ebenfalls ein Gewässer, welches dann via Muzzanersee ebenfalls nach W zum Vedeggio abbiegt.

Wir schliessen: Der Moränenzug von Porza bis in die Gegend von Gentilino ist eine Endmoräne (viele grosse eckige Blöcke), abgelagert von einem aus Addaeis bestehenden stadialen Gletscher, der seine Zunge durch das Seetal von Porlezza bis in die Gegend von Lugano vorstreckte. Der Gletscherarm lag hier während des Rückzugs der Vergletscherung beträchtliche Zeit stationär. Man geht wohl nicht fehl, wenn man demselben Gletscherstande auch die Aufhäufung der bekannten Seemoräne von Melide zuschreibt, wenn auch weder Endmoränen noch Schlitte an den Steilhängen des M. S. Salvatore eine Verknüpfung beider Moränenwälle vornehmen lassen.

Im Gegensatz zur „Endmoräne von Lugano“, wie der beschriebene Wallzug genannt sei, ist die den See querende Moräne von Melide, welche mit 80 m Höhe die mächtigste Stadialendmoräne des Sottoceneri ist, schon seit langem bekannt. Wohl spricht TARAMELLI (22, p. 111) ganz allgemein von Moränen bei Lugano usw.; aber weder er noch spätere Forscher haben in den einzelnen Hügeln und Wällen den längsten Moränenwall des Sottoceneri erkannt.

Südöstlich Comano befindet sich, wie beschrieben, das Nordende des Endmoränenzuges von Lugano. Die Untersuchung der Umgegend von Canobbio wird zeigen, dass die stadiale Gletscherzunge von Lugano im Cassaratetal nur bis hieher reichte, wenn auch deutliche Wallmoränen in dieser Gegend fehlen.

¹⁾ Daraus geht hervor, dass diese nicht erst stadial durch Gletscherbäche gebildet wurde, sondern schon „prä-stadial“ bestand.

C. Der Riedel von Canobbio.

Am N-Ende des Endmoränenzuges schiebt sich die auffallende Riedel-Verflachung von Canobbio in den Cassaratetalraum vor, die, an den SO-Hang des S. Bernardo-Hügels gelehnt, sich ca. 700 m nach O erstreckt mit flacher, sanft nach O absinkender Oberfläche (420—380 m); steile Abhänge führen nach S zur Cassarate-Ebene, nach O zur Schlucht des Cassarate und nach N zum schuttreichen Talboden des hier noch ungezügelten Bergflusses hinab. Inmitten ausgedehnter Rebgärten liegt auf der Riedelfläche das geschlossene Dorf Canobbio mit seinem weithin sichtbaren Campanile 100 m über der Cassarateebene. Der Riedel sperrt das Cassaratetal riegelförmig ab; zwischen ihm und dem Hügel von Castello rauscht der Cassarate in romantischer Felsschlucht talwärts.

Die Aufschlüsse.

Die Untersuchung des Riedels deckte äusserst interessante, bisher unbekannte Verhältnisse auf. Drei grosse künstliche Aufschlüsse erleichtern die Beobachtung. Der erste befindet sich südlich von Canobbio am Hangfusse des Riedels (bei Buchstabe n von Canobbio) in 310 m Höhe: Aufschluss A. Der zweite, B, liegt einige Schritte nördlich der Kirche von Canobbio auf der Riedelebenheit; der dritte, C, schneidet den Riedelabhang gegen die Schlucht hin weitgehend auf¹⁾.

Aufschluss A.

In einer Breite von ca. 20 m und einer Höhe von 8—10 m ist vor kurzem eine Kiesgrube in den Hangfuss hinein gelegt worden.

Anstehender Fels ist nicht zu sehen. Der ganze Aufschluss zeigt nur Kies und Sand.

Über geschichtetem Schotter folgt eine etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige Lehmsandbank, über die sich eine schwach westlich fallende Sandbank mit z. T. grossen (max. 1 m) langen Gneisplatten legt; darüber folgt eine Gruppe feinerer Schotter und Sande, welche an der unterlagernden gröbneren Lage abstossen; darüber endlich liegt 2 m im Schnitte vorwiegend horizontaler Schotter.

Die ganze Ablagerung ist gut geschichtet; zwischen sandigen Geröllschichten liegen dünne Sandlagen. Die Gerölle sind meist kleiner als faustgross, selten aber gut gerundet, wenn auch meist kantengerundet. Das ausschliesslich kristalline Material — Kalke oder Dolomite wurden nicht gefunden — weist keinerlei Spuren glazialer Bearbeitung auf.

Die Hauptansicht des Aufschlusses (WSW-ONO) zeigt das vorwiegende Fallen seiner Schichten nicht an; einige kleine N-Wändchen

¹⁾ Die Beschreibung der Aufschlüsse gilt für den Herbst 1929.

tun kund, dass die ganze Ablagerung im allgemeinen mit 10—30° nach SW einfällt.

Der Unternehmer, der aus dieser Grube Sand und Kies nach Lugano liefert, hat vom Aufschlusse her einen Stollen horizontal 12 m tief nach N vortreiben lassen; er ergab gleiches Material wie es der Aufschluss zeigt.

Die prächtige regelmässige Schichtung und das Fehlen gekritzter Geschiebe zusammen mit der Sonderung des Materials nach der Grösse der Geröllkomponenten beweist, dass es sich nicht um eine glaziale Ablagerung handeln kann. Die gute Sonderung der Geröllkomponenten und der Mangel grosser Blöcke sprechen gegen unmittelbare Ablagerung durch den Cassarate, dessen wildbachähnliche, aus groben und feinen Bestandteilen bunt gemischte, sehr unregelmässig geschichtete Akkumulationen in der Talweitung von Stampa studiert werden können. Das kristalline Material und das Einfallen der Schichten nach SW aber lehren, dass der Zubringer dieser Aufschüttung nur der Cassarate gewesen sein kann. Diese Tatsache und die steile Schichtung zwingen zu dem Schlusse, Ablagerung in ein stehendes Gewässer anzunehmen.

Der Aufschluss A eröffnet den Blick in das Innere eines alten **Delta**s, das durch den **Cassarate** abgelagert wurde. Die bis 30° einfallende Schichtung beweist, dass ein Stück des Deltaabhangs vorliegt.

Aufschluss B.

Die Skizze mag ein Bild dieses wichtigen Aufschlusses geben.

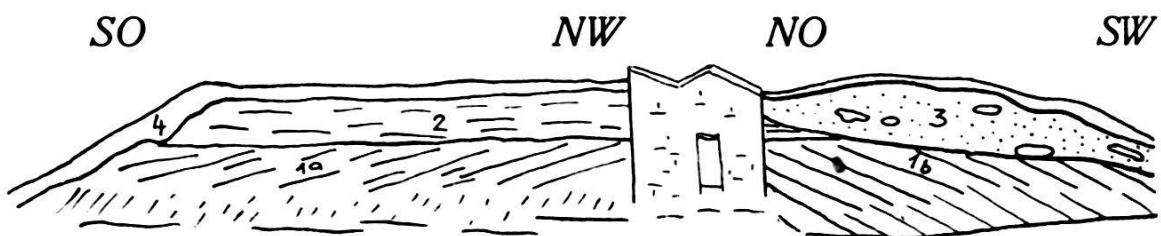


Fig. 1.

- 1a mit 20° nach S fallende Schotter- und Sandlagen.
- 1b mit 20—25° nach S fallende Schotter- und Sandlagen.
- 2 horizontal liegende Schotterschichten.
- 3 Moräne mit grossen Blöcken.
- 4 Verwitterungserde.

Das Schottermaterial gleicht vollkommen demjenigen des Aufschlusses A. Die Wichtigkeit des Aufschlusses besteht darin, dass er die Delta-Übergusschichtung sehen lässt, womit die Spiegelhöhe des Sees, in den sich das Delta vorschob, zu 390 m bestimmt ist.

In der 2—3 m mächtigen Moräne liegen grosse Platten ($\frac{1}{2} \text{ m}^3$) und eckige Geschiebe. Mit Ausnahme einiger sehr stark verwitterter

Geschiebe, welche an ähnliche von Noranco (s. p. 491) erinnern und offenbar verwitterte Liaskalke sind, sind nur kristalline Geschiebe gefunden worden. Ein Liaskalk in einer Stallmauer in der Nähe mag aus dieser Moräne stammen.

Die Moräne schneidet die Deltaschotter schräg ab; von stärkerm Eindringen des Gletschers in die weiche Schotterunterlage ist im Aufschlusse nichts zu sehen. Beide Aufschlüsse ergeben etwa folgendes N-S Profil durch den Riedel:

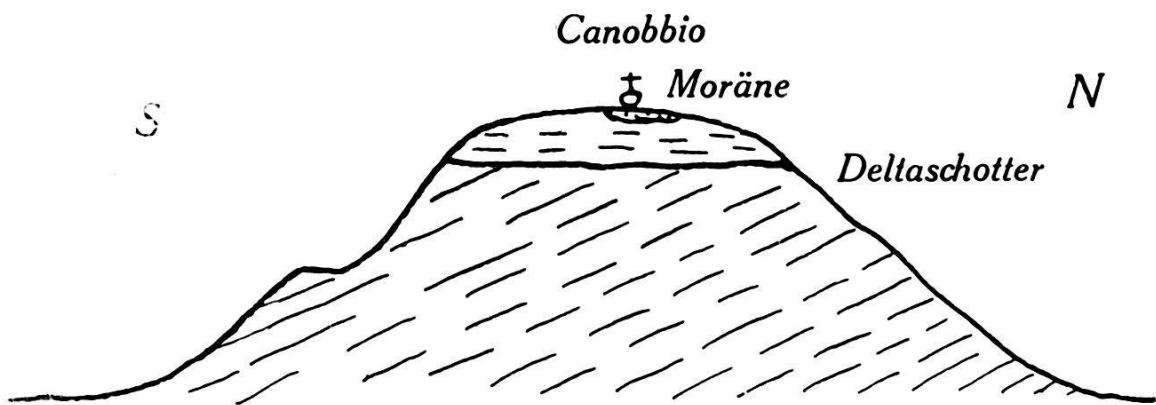


Fig. 2.

Der Aufschluss bestätigt das aus dem Aufschluss A Gefolgerte durch die Auffindung der Delta-Übergusschichtung.

Aufschluss C.

Der tiefste Teil des Riegeldurchbruches von Canobbio ist in kompakte, dunkle kristalline Schiefer eingesenkt. In einer Breite von 15—30 m windet sich das mit blockigem Wildbachschutt überführte Flussbett durch die Felsenenge, in der der Cassarate eine bemerkenswerte Gefällsversteilung erfährt.

Gefälle des Cassarate

von Stampa bis zur Schlucht	16 °/oo
in der Schlucht	70 °/oo
von Pte di Valle bis zum See	9 °/oo

Die linke Schluchtflanke wird durch eine im N bis zu 40 m hohe Felswand gebildet; niedriger ist die felsige Schluchtwand auf der rechten Seite des Cassarate; während sie am nördlichen Schluchteingange noch ca. 20—30 m hoch ist, besitzt sie am südlichen Ende der Schluchtstrecke nur noch 10 m Höhe.

Etwas über dem oberen Rande dieser rechtseitigen Felsen führt auf einer einige Meter breiten, sich nach S absenkenden Ausebnung eine Rollbahn von den Gruben, welche hangwärts über dem Ge-

leiseweg liegen, zu der Backsteinfabrik westlich der Ponte di Valle hinunter.

Der ganze Riedelhang über dem Geleiseweg scheint durch fortgesetzte künstliche Abgrabung nach W verschoben worden sein. Heute sind noch drei grosse Gruben zu sehen; die erste liegt an der SO-Ecke des Riedels (Sohlenhöhe 325 m), die zweite, 1929 in Abgrabung befindliche, einige Meter nördlich davon und die dritte in der Mitte des Abhanges (Sohlenhöhe der Grube: ca. 350 m). Alle drei Gruben unterscheiden sich in bezug auf das Gesteinsmaterial nicht wesentlich voneinander.

Über dem Wege liegen zunächst etwa 3—4 m sehr schön geschichtete, fein geschlämme Quarzsande und feinkörnige Kieslagen; darüber kommt gelbbrauner Lehmsand und darauf eine mehrere Meter mächtige Lage fein geschichteten, schwach gewellten blaugrauen, glimmerhaltigen Tones (*argilla nera*). Nach oben geht der Ton in eine mächtige lehmige Moräne über, welche eine grosse Zahl eckiger, häufig überkopfgrosser Erratiker enthält. Auch im Ton sind ansehnliche Geschiebe enthalten. Die grössten dieser kristallinen Blöcke (aplitartiger Granit, Glimmerschiefer, Gneis) erreichen bis zu 2 m³. Die Mächtigkeit der abgedeckten Aufschüttung beträgt ca. 15—20 m. Sie ist durch Abbau blosse gelegt bis in 350—360 m Höhe, scheint aber bis zur Höhe der Riedelfläche hinauf zu reichen, wie mannigfache Anrisse im Gebüsch oberhalb der Gruben beweisen¹⁾.

Fest eingeschlossen in den blauen, abgebauten Ton sind wundervoll polierte und gekritzte Kalkgeschiebe, die selten über faustgross sind. Ebenfalls im Tone eingebettet liegen Geschiebe mit sehr dicker, hellgrauer bis gelblicher Verwitterungsrinde und dunkelgrauem Kalkkern, wie sie auch in der Moräne im Aufschluss B gefunden wurden.

Die schön gekritzten Liaskalke können nur aus dem Gebiete des Porlezza-Tales stammen, da das Flussgebiet des Cassarate oberhalb Canobbio mit Ausnahme der obersten Teile des M. Boglia keinen Lias enthält. Liaskalke konnten im Bett des Cassarate oberhalb der Schlucht trotz langem Suchen keine gefunden werden.

Die ganze Ablagerung ist von Addaeis abgelagerte Moräne.

Weitere Untersuchung des Riedels.

Eine genaue Absuchung des gesamten Riedels ergab an Schürfungen und Anrisse überall sandigen Schotter als Untergrund; das Bächlein zwischen dem Riedel und der Terrasse von Trevano (340 m) fliest stets im Schotter. Der Abhang gegen Maglio zeigt überall Schotter. Die Häuser von Canobbio sind auf Schotter gebaut. Befragung ergab übereinstimmend mit diesem Untersuchungsergebnis, dass „*tutto sabbia*“ sei, der tief hinuntergehe. Fels erscheint erst

¹⁾ BLUMER (6, p. 300) gibt eine ähnliche Beschreibung.

wieder über der Bahnlinie gegen Comano hin und dann in der Schlucht. Die Tongruben der Schlucht zeigen nirgends anstehenden Fels. Es wurde schon darauf hingewiesen, dass auch der Stollen von Aufschluss A nicht auf Fels kam. Man geht deshalb wohl nicht fehl mit der Annahme, der Felsuntergrund senke sich westlich der Schlucht beständig; reicht er an der linken Schluchtwand noch bis ca. 370 m, an der rechten bis max. 350—360 m, so dürfte er weiterhin bis unter 300 m absinken. Es muss demnach unter Canobbio, ungefähr in der Mitte des Tales, die alte Hauptrinne des Cassarate unter Schottern verborgen liegen¹⁾.

Der ganze Riedel von Canobbio besteht aus alten Deltaschottern des Cassarate. Sie erfüllen die ursprüngliche Hauptrinne des Cassarate. Nur der Ostabfall des Riedels zeigt Addamoräne, welche ganz offenbar hineingelegt wurde in eine alte Rinne des Cassarate, welche dieser in den Deltaschottern ausgearbeitet hatte. Durch den Gletscher kann diese Lücke auf jeden Fall nicht geschaffen worden sein. Verschiedene Gründe sprechen dafür, dass es der stadiale Gletscher von Lugano war, welcher die Kerbe im Schotterfelde von Canobbio mit seinen randlichen Ablagerungen auffüllte.

Das eckige Blockmaterial der Moräne entstammt der Obermoräne des Gletschers. Ein Gletscherrand muss längere Zeit in der Nachbarschaft des Riedels gelegen haben.

Die vielen erratischen Liaskalke beweisen, dass dieser Gletscher aus Addaeis bestand. Hocheiszeitlich aber ist Addaeis nicht bis in die Gegend von Canobbio vorgedrungen, sondern floss nach Verlassen des Seetales von Porlezza nach S ab. Tessineis überströmte zu dieser Zeit die Gegend von Canobbio.

In der Gegend von Soragno-Orlino liegen bis 20 m mächtige Moränenanhäufungen, die prachtvoll gekritzte dunkle Liaskalke und viele eckige Geschiebe enthalten. Bei Orlino nehmen diese Aufschüttungen hangwärts laufende Wallformen an²⁾.

Diese Moränen sind das Gegenstück zum Moränenwall von Porza. Der stadiale Endmoränenwall setzt sich über den Moränenfetzen von Canobbio und die mächtige Moränenfüllung der Schlucht von Canobbio fort bis zu den Moränenmassen von Soragno, womit der Moränenkranz von Lugano geschlossen ist. Am Abhange des M. Boglia-M. Brè konnten keine Wallmoränen beobachtet werden.

Die Gletscherzung von Lugano erreichte demnach gerade noch die Deltaschotterfläche von Canobbio, staute sich hier, ja schob ihr Ende randlich wohl zeitweilig³⁾ auf die Fläche hinauf (Canobbio-

¹⁾ BLUMER gibt östlich Canobbio über der Moräne der Schlucht „Casannaschiefer“ an, den ich aber nicht finden konnte (6, p. 300).

²⁾ Hier treten wiederum die stark verwitterten Kalkgerölle auf.

³⁾ Dadurch erklärt sich auch, warum der Gletscher die Deltaschotter der Riedeloberfläche nicht aufgepflügt hat.

Moräne). Die Moränenanlagerung südlich von Canobbio muss seitherigem Abtrag zum Opfer gefallen sein.

Nach dem Rückzug der Vereisung hat der Cassarate die von Moränen erfüllte Rinne, deren Oberfläche offenbar tiefer lag als die Schotteroberfläche von Canobbio, wieder aufgesucht, sich in sie rasch eingefressen und dabei epigenetisch die Felsunterlage des ursprünglichen linken Talgehänges angeschnitten. In dieser Felsrinne ist er nun festgelegt. Sie legt der Erosion Zügel an; wohl hat sich der Fluss an die Erosionsbasis des heutigen Lagonerseespiegels weitgehend anzupassen vermocht; aber die Seitenerosion schreitet hier nur sehr langsam fort. Während der Cassarate oberhalb der Schlucht einen breiten Talboden geschaffen hat, steht er in der Schluchtstrecke erst am Anfange der Ausweitung seines Talprofiles. Die Felsepigenese in der Schlucht ist die Ursache der Erhaltung des Schotterriegels von Canobbio.

Die Untersuchung des Canobbio-Riedels ergibt folgende morphogenetische Reihenfolge:

1. Schaffung eines Sohlentales, dessen Boden wahrscheinlich unter 300 m liegt.
2. Aufschüttung des Deltas von Canobbio in einen auf 390 m gespannten See.
3. Bildung eines schmalen Tales in dieser Aufschüttung östlich von Canobbio.
4. In dieses Tal hinein und teilweise auf die Deltaoberfläche legt der Addagletscher während des Stadiums von Lugano ansehnliche Endmoränenmassen.
5. Nach dem Rückzuge des Gletschers schneidet sich der Cassarate an der niedrigsten Stelle, in der Gegend seiner moränenerfüllten Rinne ein, und gelangt dabei auf den Felsuntergrund des linken Talgehänges, in den er sich epigenetisch einsägt.

D. Das alte Cassarate-Delta von Canobbio.

Steht man auf einem der schönsten Aussichtspunkte des Lagonese, dem Gipfel des Hügels von S. Bernardo (710, nördlich Lugano), so geniesst man einen wundervollen Tiefblick in das dörferreiche Tal des Cassarate. Dabei ist besonders eindrücklich die prächtige Terrasse, welche sich links des Cassarate grossflächig von Campolungo nördlich Dino bis nach Castello-Canobbio ausdehnt. Diese schönste Terrassenlandschaft des Sottoceneri wird durch die schmalen Kerbtobel der zahlreichen Bergbäche der M. Boglia-Kette in eine Anzahl verschieden gestalteter Riedel zerlegt, unter denen namentlich die beiden ansehnlichen Riedelflächen von Dino (Pianezzo)¹⁾ und Cadro auffallen.

¹⁾ Bei den Einwohnern ist der Name Pianezzo für den Riedel nicht bekannt; sie benennen die Fläche „Campagnola“.

Die Untersuchung hat ergeben, dass die Terrassenlandschaft vom einer mächtigen Akkumulation aufgebaut wird (s. Karte und Profile).

Auffallenderweise hat diese prächtige Terrassenflur bis heute keine Erwähnung in der Literatur gefunden. Die geologischen Karten von SPREAFICO, NEGRI und STOPPANI (1876), TARAMELLI und BISTRAM verzeichnen im Bereiche der Terrassen lediglich Quartär (Spreafico und Negri) oder Moräne (Taramelli, Bistram), welch letztere Angabe auf jeden Fall unrichtig ist¹⁾.

1. Der Bereich der Aufschüttung.

Es seien hier in aller Kürze die Beobachtungen, welche zur in Karte und Profilen niedergelegten Abgrenzung der Akkumulation nach der Breite und Tiefe hin führten, zusammengestellt.

a) Abgrenzung nach oben, nach der Breite hin.

An folgenden Punkten in engster Nachbarschaft der Ablagerung wurde der anstehende kristalline Fels beobachtet:

Hänge des V. di Spada bis zum oberen Rand nördlich Campolungo (470)

Schlucht des Torrente Dino oberhalb der Strassenbrücke ganz in Fels eingeschnitten (500)

Über der Bahnlinie südlich des T. Dino (470)

N der Station Cadro stehen die Fundamente der Eisenbahnbrücke auf Fels (450)

In und über Cadro tritt anstehender Fels zutage (470)

Val del Carone oberhalb der Strassenbrücke „Al Ponte“ ganz im Kristallin (450)

Bei Al Ponte kleiner Steinbruch im Anstehenden (450)

Davesco und Soragno (450 ca.) auf anstehendem Fels; bei und südlich Soragno erschwert eine mächtige Moränenverschüttung die Beobachtung des Felsuntergrundes.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass die Akkumulation in der Gegend von Campolungo bis in ca. 470 m hinaufreicht und hier ihre N-Grenze findet; sie steigt am höchsten hangwärts an bei Dino (500); talaus sinkt aber ihre Grenze gegen das Felsgehänge beständig über Cadro (470) bis Al Ponte (450). Weiterhin ist die Abgrenzung infolge Moränenüberschüttung nicht mehr so genau zu ziehen, dürfte sich aber weiter bis auf 420 m senken; bei Soragno findet die Ablagerung offenbar ihr südliches Ende; südlich des Castello-

¹⁾ S. BLUMER's (6, p. 299: „alle diese Talbödenreste sind in Casannaschiefer erodiert und mit einer Decke von quartärem Schutt bedeckt“) Ansicht konnte durch die Untersuchung nicht bestätigt werden.

hügels sind keine grössern Terrassenflächen im Niveau der Verflachungen von Dino-Cadro mehr zu beobachten.

Die Abgrenzung von Akkumulationsterrassenflur und Felshängen ist deshalb nicht besonders leicht zu finden, weil die Terrassen der Aufschüttung sich an einigen Stellen (so z. B. bei Campolungo, südlich des T. Dino, bei Cadro) an Felsverflachungen anlehnen.

Auf der rechten Seite des Cassarate sind Reste der Aufschüttung nur bei Ganna und insbesondere bei Canobbio erhalten. Die obere Grenze verläuft hier genau in 420 m (Fels bei den Brücken südlich Ganna und über der Bahnlinie bei der Station Canobbio). Südlich Canobbio fehlen Reste der Aufschüttungsterrasse.

b) Abgrenzung der Aufschüttung nach der Tiefe hin.
Linke Talseite.

Die zahlreichen Tobel geben gewisse Anhaltspunkte über die Tiefe der Aufschüttung.

Das meist trockene Tälchen südlich Campolungo mündet mit einer Stufe in ca. 400 m auf die Cassarateschlucht hinaus; innerhalb der Aufschüttung gelangt es nirgends auf den Fels. Die Stufenmündung ist durch den hier bis in diese Höhe hinaufreichenden kristallinen Schiefer, in welchen die Cassarateschlucht vom V. di Spada bis Stampa eingeschnitten ist, bedingt. Ein kleines, in den Rand des Pianezzoriedels eingegrabenes Tälchen (bei P von Pianezzo) mündet in 395 m ebenfalls in hoher, durch die felsige Schluchtwand gebildeter Stufe; oberhalb der Stufe steigt es langsam gegen die Riedelfläche an und zeigt unmittelbar über der Ausmündung Vermoorung, ein Beweis, dass es nicht von Schotter unterteift wird. Dessen Mächtigkeit an dieser Stelle beträgt demnach ca. 50 m und nimmt von hier bis zum Ausstreichen des Felsuntergrundes unter der Akkumulation hangwärts ständig ab, wie die Verhältnisse in der Schlucht des T. Dino lehren.

Vor dem Austritt des T. Dino in die Ebene von Stampa hinaus schneidet er auf eine kurze Strecke den kristallinen Untergrund an; wo das Tobel zu steigen beginnt, tritt dieser wieder zutage und sinkt von hier an bachaufwärts nie mehr unter die Aufschüttung; im Gegenteil, er taucht immer mehr auf, die Felswände des Tobels werden talauf stets höher, die Hänge deshalb steiler, so dass das Tal bei den Brücken südlich Dino zur tiefen, dunklen Schlucht wird. Östlich von Pianezzo (s. Siegfriedkarte) erreicht der Felshang schon die Höhe von 450 m, so dass die Mächtigkeit der Aufschüttung hier nur noch 20—30 m beträgt. Oberhalb der Brücken steht Fels bis zur Höhe der Schluchtwand an.

Helles Rauschen vervollständigt das pittoreske Bild der Schlucht des T. Dino; in zahlreichen Wasserstürzen eilt der Bergbach talwärts.

Ein ganz anderes Bild bieten die südlich davon die Terrassenflur durchschneidenden Täler. Es fehlt das Rauschen und das Schäumen des Bergbaches, es fehlen die steilen Schluchtwände. In regelmässig geböschten Kerbtälchen fliessen die Bäche in ungebrochenem Laufe. Erst im oberen Teile der Gewässer, da wo sie in die Aufschüttung eintreten, erscheint der kristalline Schiefer und damit grösseres Gefälle: Bei der Brücke nördlich der Station Cadro und bei der Eisenbahnbrücke westlich Al Ponte z. B.¹⁾). Nur an zwei Stellen konnte anstehendes Gestein weiter unten konstatiert werden. Der Bach des V. del Carone schneidet oberhalb Piani (bei i Piani) auf einige Schritte Fels an; etwas höher befindet sich in 380 m Höhe eine kleine Felsstufe im Bächlein, welches in den Bach von Cossio mündet.

Am linken Gehänge der Schlucht von Canobbio reicht das kristalline Gestein bis in ca. 360—370 m. Das Tälchen östlich Castello zeigt dagegen nur Aufschüttung. Der Felsuntergrund scheint also hier nach O etwas abzusinken, um dann erst zu den Hängen über Davesco anzusteigen.

Im Bereiche der Aufschüttung ist der Felsuntergrund links des Cassarate nur an zwei Orten stark angeschnitten worden: Im N in der Schlucht des Cassarate oberhalb Stampa und im Tobel des T. Dino, im S bei Castello. Im dazwischenliegenden Gebiete tritt er in den Tobeln erst in der Nähe der oberen, hangwärtigen Grenze des Aufschüttungsgebietes zu Tage. Aus der Höhenlage und Anordnung dieser einzelnen Felsanschnitte lässt sich eine ungefähre Vorstellung von der Formung des Felsuntergrundes im Bereiche der Aufschüttung gewinnen. Vom Pianezzoriedel, dessen Felsbasis noch recht hoch liegt, biegt sich das Felsgehänge stark nach O zurück, um sich dann in der Gegend von Castello spornartig nach W vorzustrecken. Dieses Vordrängen gegen Castello hinkündet sich in den beiden kleinen Anschnitten im Bachgebiet oberhalb Piani an. Das linke Talgehänge wies demnach vor der Aufschüttung eine schlüsselförmige Ausbuchtung auf, in welche dann die Hauptmassen der Akkumulation gelegt wurden. Der rechte Talhang streicht dagegen in einer Flucht über Sureggio gegen die Station Canobbio und weiter südwärts.

In der Karte wurde die mutmassliche Formung des Felsuntergrundes durch die Isohypsen von 420 und 450 m angedeutet. Mangels tief liegender Anschnitte des anstehenden Schiefers konnte die Kurve 390 m nur beim T. Dino angedeutet werden.

Es ist wohl kein Zufall, dass die zahlreichen Bäche der Boglia-Kette und des V. di Franscinone gerade in der Gegend dieser linksseitigen Talweitung in den Cassarate münden. Durch stärkeren Hang-

¹⁾ Die Fundamente der Eisenbahnbrücken liegen überall auf Fels. Die Traceführung der Bahn konnte nicht weiter nach W verschoben werden, da hier der feste Untergrund für die Fundamente mangelte.

abtrag in den unteren Regionen dürften diese Gewässer nicht ganz unbeteiligt an dieser Talgestaltung sein¹⁾. Inwiefern Gesteinsunterschiede daran mitbeteiligt sind, kann nicht festgelegt werden, da genaue petrographische Aufnahmen fehlen.

Die Mächtigkeit der Aufschüttung.

Bei Pianezzo . . .	ca. 40 m	Wie tief die Verschüttung unter den Talboden von Stampa-Piani reicht, ist unbekannt.
östlich Stampa . . .	60 m minimal	
nördlich Piani . . .	50 m minimal	
bei Canobbio . . .	90 m minimal	

2. Die Art der Aufschüttung.

So gute Aufschlüsse wie am Canobbio-Riedel standen nicht zur Verfügung. Immerhin entblössen einzelne Rutschungen und Gräben die Oberfläche soweit, dass ein Einblick in das Innere der Akkumulation möglich war.

Die grössern Aufschlüsse.

a) Tälchen südlich Campolongo, Aufschluss an der linken Seite unter der Kirche von Dino. Höhe 470 m.

Sehr gut geschichtete Kies- und Sandlagen; leichtes Fallen der Geröllbänke nach W; zwischen eben gespannten Schichten unregelmässige Lagerung nach Art der Kreuzschichtung. Lokales Material.

b) SW-Ecke von Pianezzo. Durch Legung einer Druckleitung nach Stampa (Turbinenhaus) entstanden einige Aufschlüsse. 420 m.

Flach geschichtete Schotter und Sandbänke. Kristallines Material des Cassarate. Darüber 30—50 cm lehmartige Erde.

c) Grube östlich Station Cadro. 460 m.

Mit 8—10° nach SW einfallende Schottersande, die viele ungeritzte Dolomite und stark verwitterte kristalline Geschiebe enthalten. Einzelne grosse Blöcke von Augengneis und Granit. Schwemmkegel.

Darüber liegt auf unregelmässig gewellter Erosionsfläche eine stellenweise gegen 1 m mächtige braune, lehmartige Schicht, die kleine Gerölle von Dolomit, Quarzit und Kristallin enthält. Gesamtmächtigkeit: 6 m.

d) Kerbtälchen des Baches aus dem V. del Carone, linke Talseite unterhalb der Bahnbrücke durch Rutschung im oberen Teil entblösst. 410 m.

¹⁾ Der Hauptfluss (Cassarate) selbst hat die Talweitung offenbar nicht schaffen können, wurde er doch je und je von den linksseitigen Nebenbächen auf die rechte Talseite abgedrückt.

Prachtvoll geschichtete feine Sandlagen und Geröllbänke. Schlecht gerundete Geschiebe: Dolomite, kristallines Material, dieses teilweise stark verwittert. Die Schichtung der Ablagerung fällt genau mit der Oberfläche des schmalen Riedels parallel nach W. Über den Schottern eine 1—2 m mächtige lehmartige, braune Erdschicht, in welche z. T. ansehnliche Gneisblöcke regellos eingelagert sind. Diese braune Schicht legt sich gleichmässig über die oberste Schotterschicht hinweg, ohne im geringsten in sie einzudringen; eine Erosionsfläche zwischen beiden Lagen besteht nicht, sondern es herrscht Konkordanz.

e) Kleine Grube bei Piani. 340 m.

20—30° südlich fallender geschichteter Schotter, dessen untere Lagen beinahe ungeschichtet sind. Schlechte Rundung der Gerölle. Eingeschaltet sind Lehmsandschichten. Mächtigkeit: 4 m.

f) Sporn südlich Tälchen südlich Ganna. 380 m. Kiesgrube.

Geschichtete Sande und Schotter. Lediglich kristalline, schlecht zugerundete Gerölle, meist nicht über faustgross. Mächtigkeit: 3 m.

Kleinere Aufschlüsse.

Eine grosse Anzahl kleinerer Anrisse in den Flächen von Campolungo, Pianezzo, am Abhang der Cadrofläche bei Stampa, bei Castello, am Hang unter Ganna und an andern Orten zeigten immer dasselbe: Schotter und Sand. Kontrollbefragung bei den Einwohnern ergab, dass unter den grossen Terrassenflächen von Dino und Cadro, aber auch bei Castello „alles Sand“ sei. Die Riedelfluren, welche wunderbare Siedlungsflächen darstellen, sind mit Ausnahme von einzelnen einsamen, armseligen Gehöften unbesiedelt, da Quellen und damit das Wasser fehlen. Die Dörfer Dino, Cadro und Davesco sind alle am Rande der Aufschüttung erbaut, wo die Bäche noch wenig eingeschnitten sind und Quellen auftreten, von wo aber auch die Ackerflächen der Terrassenriedel rasch erreichbar sind. In den Siedlungs-lagen spiegelt sich die Beschaffenheit des Untergrundes wieder.

Zusammenfassung.

Der Untergrund der grossen Terrassenflur zwischen Campolungo und Canobbio-Castello besteht aus gut geschichteten Schottern und Sandbänken, die manchmal stark lehmig sind. Die Schotter besitzen ein verhältnismässig „junges“ Aussehen, obwohl die kristallinen Geschiebe häufig stark verwittert sind; aber Verfestigung der Schotter konnte nirgends beobachtet werden. Den Hauptteil der Gerölle lieferten kristalline Gesteine; zahlreiche Dolomitgerölle wurden nur im Bereich vom T. Dino bis zum Bach aus dem V. del Carone gefunden, also in einem Gebiete, in welchem die von den Denti della Vecchia herkommenden Bäche aufschütteten. Die Geschiebe zeigen keinerlei

Anzeichen glazialer Bearbeitung. Alles deutet darauf hin, dass dieselben aus dem Einzugsgebiet der heute die Aufschüttung durchschneidenden Gewässer stammen und auch durch diese abgelagert wurden¹⁾.

Nach der Art der Schichtung können drei Regionen unterschieden werden:

- a) Steile Schichtung der Ablagerung (20—30°): Canobbio A 310 m, Canobbio B bis ca. 390 m, Piani 340 m, südöstlich Stampa 360 m, Ganna 380 m.
- b) Flache Schichtung der Schotter und Sande: Canobbio B 390 m (Übergusschichtung), Aufschluss südwestlich Al Ponte 410 m, SW-Ecke von Pianezzo 420 m, Tälchen südlich Campolungo 470 m.
- c) Steile Schichtung (8—10°): Station Cadro 460 m.

Der Gegensatz der Lagerung ist eine Bestätigung des Deltaaufschlusses von Canobbio (B): Die steilen Schichten wurden in das stehende Wasser über den Deltaabhang hin abgelagert; die flachen Bänke dagegen (unter 390 m wurde keine flache Schotterschichtung beobachtet) kamen durch die Gewässer auf der flachen Oberfläche des Deltas zur Ablagerung; mit dem Wachsen des Deltas seewärts ging Hand in Hand eine Erhöhung der rückwärtigen Deltaoberfläche durch Flussakkumulation.

Die Neigungswinkel der Geröllschichten innerhalb der gewaltigen Akkumulation von Campolungo-Castello bestätigen durch ihren typischen Unterschied zwischen tiefern und höhern Lagen nicht nur die Deltanatur der ganzen Akkumulation, sondern auch die in Canobbio genau bestimmte Spiegelhöhe des die Aufschüttung aufnehmenden Sees in ca. 390 m, obwohl ausser Canobbio im weiteren Deltabereiche nirgends die typische Übergusschichtung aufgeschlossen beobachtet werden konnte.

Die Terrassenflur Campolungo-Castello und der Riedel von Canobbio sind die Reste eines mächtigen alten Deltas, das vom Cassarate und seinen Seitenbächen in einen im Cassaratetal bis zu 390 m gestauten See aufgeschüttet wurde. Während der ganzen Dauer der Aufschüttung des Deltas verblieb der Seespiegel in der gleichen Höhenlage.

Gegen das Felsgehänge zu wird die Schichtung der Geröllmassen wieder steiler, wie der Aufschluss von Cadro zeigt. Die Ablagerung besitzt das Aussehen eines Bergbachschwemmkegels. Diese Art der Lagerung ist nichts anderes als die bergwärts zu erwartende Fazies

¹⁾ Es hat den Anschein, als ob noch viel erratisches Material in die Ablagerung eingestreut sei. Dieses eratische Material stammt von den Hängen der M. Boglia-Kette und ist durch Flusstransport von dieser sekundären Lagerstätte an seine heutige tertiäre gelangt.

der Seitenbachkegel, welche auf die Deltaoberfläche hinein und hinauf geschüttet wurden. Mit der Versteilung der Schichtung machen sich stärkere Geröllmischung und namentlich grössere, bis kopfgrosse Gerölle bemerkbar.

Eine ganz analoge Ablagerung befindet sich über Dino an der Strasse nach Sonvico in 530 m Höhe. Unten feingeschichtete Schotter gehen nach oben in lehmige Sandschichten über, zwischen welche sich einzelne Kieslagen einschieben. Zu oberst folgt eine ca. 5—6 m mächtige Lage unregelmässig gemischter grober Schotter. Mächtigkeit der ganzen Schichtfolge: ca. 14 m. Die Ablagerung fällt mit ca. 20—25° nach W. Es handelt sich auch hier um den Rest eines alten Schwemmkegels, der aber über dem Niveau der Deltaaufschüttung offenbar auf anstehenden Fels zur Ablagerung gekommen ist. Das Dolomitmaterial, welches unter die Gerölle gemischt ist, deutet auf lokale Entstehung durch Ablagerung eines nur zeitweilig fliessenden Gewässers hin. Damit stimmt auch die steile Neigung der Schichten überein¹⁾.

Moränen im Bereich des Deltas.

Mit Ausnahme des Aufschlusses von Canobbio B wurden innerhalb des Deltas keine Bildungen beobachtet, die mit Sicherheit als Moräne hätten identifiziert werden können.

In der Gegend des V. Selvatica und am Hangfusse südlich davon stehen ungeschichtete Lehmsande mit grossen Blöcken an; es dürfte dies Moräne sein, die durch das Delta eingedeckt und durch die Zerschneidung desselben wieder entblösst wurde. Von Deltaschottern direkt überlagerte Moräne konnte nicht gefunden werden.

Wichtig für die Altersbestimmung wären Moränenfunde auf dem Delta. In den Aufschlüssen von Pianezzo, Cadro und südwestlich Al Ponte liegt über den Schottern eine lehmartige Schicht, in welche z. T. ansehnliche Geschiebe eingelagert sind. Bei Al Ponte wurde ähnlich aussehende Moräne mit grossen Blöcken über geschliffenem, anstehendem Gestein festgestellt. Die Grundmoränen von Tesserete und auch diejenigen von Canobbio B besitzen ein ähnliches Aussehen.

Und doch stehen der Deutung dieser lehmartigen Lagen über den Deltaschottern als Moräne wichtige Gründe entgegen.

Der rezente Schwemmkegel des Caronebaches ist bei Piani durch den Cassarate angeschnitten: das blossgelegte Profil besteht auf-fallenderweise aus ungeschichteten Schwemmlehmlagen, in welchen grosse Blöcke und kleinere Geschiebe eingestreut sind. Ein gleicher

¹⁾ Nach HEIM (12, p. 7) werden zeitweilig trockene Schuttkegel durch eine Böschung von 20—25° gekennzeichnet, was der Neigung der Schichten des Aufschlusses entspricht.

Aufbau ist bei einem kleinen, meist trockenen Schwemmkegel bei Maglio zu sehen¹⁾).

Diese Beobachtung zwingt zu grösster Vorsicht. Es müssen weitere Gründe angeführt werden, um eine lehmartige Ablagerung als Moräne anzusprechen. Es ist nun höchst wichtig, dass die in den braunen, lehmartigen Deckschichten vorkommenden Geschiebe keinerlei Anzeichen von Gletscherpolitur oder Kritzung zeigen.

Der Aufschluss südwestlich Al Ponte spricht weiterhin gegen die Deutung der Lehmschicht als Moräne: Wie schon erwähnt, liegt hier die 1—2 m mächtige braune Schicht in wundervoller Konkordanz direkt den Schotter- und Sandlagen der Delta-Akkumulation auf. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, dass der Gletscher seine Grundmoräne in dieser Weise auf die Schotter gelegt hätte, ohne die Oberfläche derselben im geringsten zu verletzen²⁾.

Die Deutung als Verwitterungserde muss dahin fallen, da keine Auflockerung der liegenden Schotter nach oben zu eintritt. Klar und bestimmt ist die Grenze zwischen beiden Ablagerungen gezogen.

Die Lehmdecke mit ihren Geröllen ist deshalb als letzte Aufschwemmung der Gewässer auf die Schwemmkegel zu betrachten; diese Aufschüttung bildet in bezug auf ihr lehmiges Material einen Übergang zu den rezenten Schwemmkegeln von Piani und Maglio³⁾. Bald aber nach Auflagerung dieser Deckschicht hat das Einschneiden der Bäche in das Delta eingesetzt und damit der Akkumulation ein Ende bereitet.

Die Delta-Ablagerung wird nicht von Moräne bedeckt, ist infolgedessen nach dem Rückzug der Gletscher der Würmeiszeit aus dem verschütteten Teile des V. Cassarate zur Ablagerung gekommen.

¹⁾ Die Cassarate-Ebene besteht in ihren obersten Teilen bei Ruggi (südlich des Canobbioriedels) ebenfalls aus ungeschichtetem braunem Lehm mit einzelnen grossen Geschieben. Erst unter dieser durchschnittlich 50 cm mächtigen Lehmschicht liegen Schotter in glimmerreichem Sande. Die Herkunft dieser Lehmablagerung ist teilweise durch die Kultur bedingt: Ein ausgedehntes Berieselungsnetz durchzieht die Wiesen; das zugeführte Wasser hat im Laufe der Zeit viel Lehm abgelagert, was namentlich in der Nähe der Kanälchen zur Bildung kleinerer Erdwälle geführt hat. Flusslehm auf Schotter wurde auch im Tresatale beobachtet. SÖLCH (p. 430) beschreibt ähnliche Lehmauflagerungen auf Schotterterrassen und Schuttkegeln aus dem steirischen Randgebirge, welche durch Hochwasser abgelagert worden sind.

²⁾ Die ebenmässigen Formen der Terrassenoberfläche sprechen ebenfalls gegen Gletscherbedeckung. Was SÖLCH (p. 425) bei anderer Gelegenheit aussprach, gilt auch hier: „Es wäre unerklärlich, wieso das Eis über sie hinweg gegangen sein könnte, ohne sie ihrer Form zu berauben.“

³⁾ Nach PENCK (14, p. 915) deutet lehmiges Material der Schuttkegel auf Murgänge hin. Gerade die Tatsache, dass meistens trockene Schuttkegel stark lehmig sind, weist auf den Anteil ähnlicher Vorgänge bei ihrer Bildung hin, welche durch die starken Regengüsse des insubrischen Herbstes begünstigt werden.

3. Die Oberflächengestaltung der Deltaterrassen.

Die Delta-Aufschüttung besitzt keine einheitliche, in einem Niveau gespannte Oberfläche. Ganz deutlich treten drei Verflachungsniveaus (A, B, C) innerhalb des Aufschüttungsbereiches in Erscheinung, welche durch ihre Anordnung ihre Abhängigkeit von den sie heute zerschneidenden Seitenbächen beweisen (s. Karte). Sie sind meist durch eine deutliche kleine Hangstufe voneinander getrennt, wie z. B. bei Pianezzo, besonders schön auf dem Riedel südlich des T. Dino¹⁾, östlich der Station Cadro (alle zwischen A und B), nordöstlich Piani beim SW-Sporn des Cadroriedels (zwischen B und C). Ein allmählicher Übergang von der oberen zur mittleren Fläche macht sich südwestlich Cadro durch stärkeres Absinken der Riedelfläche bemerkbar.

Die oberste Fläche A senkt sich von den hangwärtigen Grenzen des Deltas von 500/480 m bis 460/50 m; sie bildet die Fläche von Campolongo, den grössten Teil des Dinoriedels und die hohen Flächen um Cadro. Diese oberste Fläche reicht im Bereich des T. Dino am höchsten hinauf, weil dieser stärkste Seitenbach den grössten Kegel auf das Delta hinaus gebaut hat.

Die Fläche B, welcher der grösste Teil des Cadroriedels angehört, ist der Terrasse A meist vorgelagert und senkt sich gegen W von 450 m auf 420 m.

Östlich Piani und Stampa können noch einige kleinere Leistenflächen in 390 m Höhenlage beobachtet werden, welche das unterste Terrassenniveau andeuten.

Die Deltaaufschüttung von Campolongo bis östlich Castello ist im wesentlichen ein Werk der Seitenbäche des Cassarate, wie die einheitliche Neigung aller Terrassenflächen nach W anzeigt. Die höchsten Kegelflächen (A) besitzen eine Neigung von 2—3°, diejenigen von B eine solche von 4—5°²⁾. Dem eigentlichen Aufschüttungsboden des Cassarate gehören, wie die Gerölle beweisen, der Riedel von Canobbio und die Reste von Ganna an. Rechtsseitig kam es mangels grösserer Bäche nicht zur Bildung ansehnlicher Schwemmkegel. Diese morphologische Asymmetrie der beiden Talhänge führte dazu, dass der Cassarate durch die mächtigen Kegel der östlichen Nebenbäche einseitig nach rechts abgedrückt wurde, sowie er auch heute wieder durch die jüngsten Ablagerungen der Seitenbäche im Boden von Stampa-Piani eng an den rechten Hangfuss gepresst wird.

Im westlichen Teil des Riedels von Canobbio erreicht die Aufschüttung die Höhe von 420 m, geht also 30 m höher als die Übergusslage. Von dieser Höhe senkte sich der flach gespannte Delta-

¹⁾ Hier ist die Terrassenböschung so auffallend, dass sie auf der Siegfriedkarte durch kleine Schraffen eingezeichnet worden ist.

²⁾ HEIM (12, p. 7) gibt folgende Zahlen: Schwemmkegel eines kleinen Flusses: 1—3°, eines grossen Wildbaches 3—10°.

boden südwärts bis zum Seespiegel¹⁾). Zu dieser Deltafläche von Canobbio in 420 m gehören genetisch die höchsten Flächen der Kegelterrassen von Campolungo bis Cadro (A). Rekonstruiert man diese alten Kegelflächen, so erhält man folgende mutmasslichen Höhen des Deltabodens:

westlich Campolungo	455 m
westlich Dino	450 m
westlich des Cadro-Riedels	435 m
Canobbio	420 m

Es ergibt dies ein Deltagefälle von 14 $\frac{0}{00}$ von Campolungo bis Canobbio²⁾. Das Delta senkte sich also nicht so stark wie der rezente alluviale Talboden von Stampa-Piani, aber etwas mehr als der heutige Deltaboden unterhalb der Canobbioschlucht (9 $\frac{0}{00}$).

Die flache Kegelgestalt der Terrassen ist z. B. hübsch bei Dino zu sehen: Hier senkt sich die Terrasse A sanft gegen die Fläche von Campolungo, deren oberer Teil schwach „rückläufig“ gegen N fällt. Es ist dies nichts anderes als die nordwestliche Abdachung des Schwemmkegels des T. Dino.

In diese ursprüngliche Deltaoberfläche haben sich dann die Bäche eingeschnitten und die Terrassen von B geformt, welche spitz beginnen und sich nach W kegelförmig ausbreiten. Der starke T. Dino hat südlich seiner heutigen Schlucht die alte Kegeloberfläche bis zum Felshang zurück auf ansehnliche Breite abtragen können, während die Bäche von Cadro am Felshangfuss nur schmale Rinnen in sie eingraben und erst weiter westlich die alte Oberfläche weitgehend zerstörten und tiefere, etwas steilere Kegelterrassen in sie hineinlegten. Dagegen hat der T. Dino nur einen kleinen Teil der Kegeloberfläche von Dino zu erniedrigen vermocht (südlich des Wortes Pianezzo, Karte), bevor er und die andern Gewässer zu erneutem Einschneiden gezwungen wurden³⁾.

Die Rekonstruktion der Kegelflächen von B ergibt folgende Höhenlage des Cassarate-Bodens:

westlich Campolungo . . .	420 m
südwestlich Pianezzo . . .	410 m
westlich Cadro	400 m
Canobbio	385 m

¹⁾ Unter Annahme eines Gefälles von 14 $\frac{0}{00}$ hätte das Delta den Seespiegel in der Gegend von Pregassona-Savosa erreicht.

²⁾ Dies entspricht ungefähr einer Neigung von 1 $^{\circ}$. HEIM (12) gibt für Flussdeltas $\frac{1}{2}$ —1 $^{\circ}$ an.

³⁾ Es muss hier darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Schotter des Terrassenniveaus B, soweit sie beobachtet werden konnten (oberste Lagen), parallel zur Oberfläche liegen; die Terrassenfläche ist keine Erosionsform. Es muss demnach nach dem Einschneiden der Gewässer wieder zeitweilige Akkumulation eingetreten sein, welche im Zusammenhange mit geringfügigen Gletscherschwankungen während des Rückzuges der Gletscher aus dem Becken von Lugano stehen dürfte.

Der Canobbioriedel ist nun zu seiner heutigen Höhe abgetragen. Einige Meter unter diese Fläche wurde hier das unterste Niveau C. welches bei Piani 390 m aufweist, eingeschnitten. Tiefere Terrassen fehlen im Gebiete des Deltas mit Ausnahme einiger kleiner Felsleisten unter Sureggio, welche aber schon vor der Deltaablagerung haben entstehen können.

Fortgesetzte Tiefenerosion schuf den Terrassenabfall zum Boden von Stampa-Piani und zur Schlucht von Canobbio hin.

4. Ursachen der Deltabildung.

Die unmittelbare Ursache der Deltaentstehung ist ein stehendes Gewässer, welches längere Zeit im untern Abschnitt des V. Cassarate aufgestaut war. Ein Stau durch die Fels- und Akkumulationsschwellen im Umkreise des Lagonersees war aber bis in diese Höhen unmöglich: dadurch liesse sich höchstens ein Stau bis ca. 300 m erklären, wie die folgende Zusammenstellung der tiefsten Übergänge aus dem Lagonerseegebiet zeigt:

Fornaceriegel westlich Cremenaga im Tresatal . . .	300 m
Moränenwall von Arcisate	370 m
Talwasserscheide zwischen M. Useria und S. Elia .	330 m
Campagna di Vit südwestlich Stabbio	360 m
Campagna Adorna nordöstlich Genestrerio	340 m
Sattel östlich Porlezza	380 m

Es kommt als stauender Faktor nur ein stadialer Gletscher in Frage¹⁾), welcher sowohl den Abfluss durch das Seetal von Morcote als auch denjenigen nach Capolago abriegelte. Diese Funktion konnte nur ein Arm des Addagletschers erfüllen, welcher seine Zunge bis in die Gegend von Lugano vorstreckte, hier aber schon nicht mehr so mächtig war, dass er auch das V. Cassarate überfluten konnte.

Wie die regelmässigen Deltaschichten von Canobbio (namentlich Aufschluss A) beweisen, muss der stauende Gletscherrand in einiger Entfernung südlich Canobbio gelegen haben. Dies wird bestätigt durch einige kleine Reste des Deltas noch südlich des Canobbioriedels, welche die Terrasse von Trevano aufbauen (vgl. auch p. 484, Anm. 1). Die Moränen von S. Maurizio und Porza, welche über Trevano liegen, können demnach nicht durch diesen stauenden Gletscher abgelagert sein; der Moränenzug von Lugano gehört einer etwas ausgedehnteren, ansehnlichere Höhen erreichenden Gletscherzung an, und zwar dem Gletscher, welcher nach vollendetem Auf-

¹⁾ PENCK's (15) Erklärung für alte Deltas des Zürichsees (Hochstellung durch Krustenbewegungen) kann infolge zu grosser Höhendifferenzen auf geringe Horizontaldistanz nicht in Frage kommen. Dagegen sprechen auch unsere Terrassenbeobachtungen (s. des Verfassers Arbeit: „Die Landschaftsformen des Lagonerseegebietes“).

bau und schon eingesetzter Zerschneidung des Deltas die Moränen in die Cassarateschlucht östlich Canobbio und auf den schon erniedrigten Riedel von Canobbio abgelegt hat. Die Baustuktur des stadialen Deltas zwingt zur Annahme zweier stadialer Gletscherstände im Becken von Lugano, deren erster etwas geringere Ausdehnung besass als der zweite. Beide sind getrennt durch einen kurzen Gletscherrückzug, während dessen Dauer im Delta die später mit Moräne ausgefüllte Rinne eingesägt wurde.

Die Mächtigkeit der Talverbauung¹⁾ zwingt zur Annahme einer längern Zeit für ihre Entstehung. Und doch lassen sich Gründe anführen, welche die Auflagerung der gewaltigen Schuttmassen auch während der im Vergleich zu der Dauer der Interglazialzeiten wahrscheinlich kurzen Zeit eines stadialen Gletscherstandes während des Rückzugs der Vergletscherung begreifen lassen.

Ansehnliche Massen von lockerem Moränenmaterial bedeckten die Hänge nach dem Abschmelzen der hocheiszeitlichen Gletschermassen. Diese konnten innert kurzer Zeit durch die im insubrischen Klimabezirk beträchtliche Flächenspülung (starke Regengüsse im Herbst und Frühjahr) und die einsetzende Bacherosion abgespült werden²⁾. Zudem kommt hinzu, dass der Abtrag vor dem Platzgreifen eines dichtern Waldkleides bedeutend intensiver arbeiten konnte als heute. Die lehmigen Aufschüttungen auf den Schottern deuten vielleicht diese spätere Waldzeit an, welche schon zu Zeiten des Stadiums von Lugano im Lagonerseegebiet Einzug hielt (vgl. p. 496).

Zusammenfassung.

In Ergänzung der morphogenetischen Reihe von p. 474 lässt sich demnach die Geschichte der Deltabildung wie folgt in aller Kürze zusammenfassen:

1. Rückzug der hocheiszeitlichen Gletscher. Erste Phase des Stadiums von Lugano, dessen Eis bis in die Gegend von Pregassona-Savosa ins V. Cassarate eindringt und die Gewässer bis auf 390 m aufstaut.
2. Schwankung des Eisrandes: Kleiner Rückzug. Bildung der Schlucht von Canobbio.
3. Zweite Phase des Stadiums von Lugano: Der Gletscher stösst wieder vor, vernichtet dabei offenbar die während der ersten stadialen Periode von Lugano aufgebauten Moränen, dringt in das Delta ein, vernichtet dessen Südrand (Trevano) und lagert die Tone und Moränen in der Schlucht von Canobbio und auf der Riedelfläche ab. Endmoränenzug von Lugano.

¹⁾ Vgl. z. B. auch die Talverbauungen am Rande des Gardaseegletschers (PENCK 14, p. 881).

²⁾ Vgl. Anm. 1, p. 480.

Aufschüttung im Deltabereich¹⁾.

4. Endgültiger Rückzug des Gletschers aus der Gegend von Lugano. Zerschneidung des Deltas, Bildung der Terrassen B und C. Felsepigenese des Cassarate in der Schlucht von Canobbio.
5. Alluvium: Ausräumung der Deltaschotter oberhalb der Schlucht und der Moränenmassen direkt südlich des Canobbioriedels.

Aufschüttung des rezenten Deltas.

III. Hügelland zwischen V. Cassarate und V. d'Agno bis zum M. Arbostora.

Das Hügelland und die darin eingesenkten Täler sind ungleichmässig mit Moräne überdeckt: Sehr intensiv die Senken, schwächer die Höhen; wenn die Moränendecke hier auch nicht sehr bedeutende Mächtigkeit erreicht, so ist es ihr doch zuzuschreiben, wenn im Sommer die Grasfluren infolge der grossen Wärme, welche das unterlagernde Gestein ausströmen kann, nicht verbrennen, wie dies da der Fall ist, wo die Decke nur dünn und ausserdem stark kiesig ist, wie z. B. an der Pianca mara südlich Carnago (20 cm Schottermoräne). Die Fruchtbarkeit der Collina d'Oro ist der tiefgründigen (gegen 1 m mancherorts), hier meist lehmigen Grundmoräne zu verdanken. Grosse Mächtigkeit erreicht die Moränenverschüttung der engen Talkerben; in den Tobeln östlich Canavée und nördlich Origlio ist vielfach Moräne angeschnitten; östlich der Kapelle (P. 443) nördlich Cureglia wurde z. B. eine 3 m mächtige Schuttanhäufung in das V. di Dangio eingelagert, wobei subglaziale Schmelzwässer nicht unbeteiligt waren, wie die Einschaltung kleiner unregelmässiger Geröll- und Sandschichten lehrt. Geschichtete Ablagerungen treten nicht selten mit Moräne vergesellschaftet auf, so auf Pian Meraggia und z. B. bei und über Moja (südlich des Lago di Muzzano).

Bei Moja greift lehmige Grundmoräne mit zahlreichen Geschieben in schwach westlich fallende Schottersande ein; in 420 m über Moja liegt über 8 m Schottersanden, die in der untern Hälfte wild gemischt und teilweise unregelmässig geschichtet sind und gegen oben in flache Schichtung übergehen, sandiger, ungeschichteter Grundmoränenlehm mit grossen Geschieben (kristallines Material).

Auf die starken Moränenanhäufungen bei Massagno bis Sorengo wurde schon hingewiesen; sie alle stehen in Zusammenhang mit dem

¹⁾ Auf Grund der Moränen von Lugano muss eine minimale Höhe des Gletscherrandes von ca. 450 m angenommen werden. Unerklärt bleibt deshalb das Fehlen bis in diese Höhe hinaufreichender Staubbildungen in unserm Delta-gebiete. Muss ein subglazialer Abfluss unter dem Eise hindurch angenommen werden?

stadialen Gletscher von Lugano. Die Senke des Muzzanersees weist eine dicke lehmige Grundmoränendecke auf, in deren Vertiefung der See liegt. Ist der Lago di Muzzano ein einfacher Grundmoränensee, so ist am Aufstau des **Lago d'Origlio** ausserdem der hübsche Moränenbogen südlich des idyllischen Seeleins beteiligt. An die rundgebuckelten Felsen nördlich P. 439 schliesst sich der bis 20 m hohe Wall an; durch eine Rinne ist er in zwei Abschnitte geteilt (westlich: P. 439, östlich: P. 440); gegen O senkt er sich rasch ab; grosse Blöcke in der Moräne am Riale di Ry (südlich Carnago) zeigen seinen Verlauf in der Richtung auf Carnago an. Im Zungenbecken des ehemaligen Gletscherlappens liegt heute der See, der sich nach N entwässert. Auffallend intensive Moränenverschüttung und damit einhergehende Versumpfung um Ponte Capriasca geht auf diese stadiale Gletscherzunge zurück.

TARAMELLI (22, p. 111) betrachtet diese Moräne als Ablagerung des Lario-Eisastes mit der Begründung, dass, wäre es eine Seitenmoräne des Tessingletschers, auch rechtsseitige Endmoränen dieses Gletschers bei Arosio usw. bestehen müssten. Diese Begründung ist nicht stichhaltig; Wallmoränen haben sich im Sottoceneri am steilen Gehänge nirgends erhalten; sie liegen entweder auf Verflachungen oder in Talsenken. Die Ausbiegung der Origlio-Endmoräne nach S, die Lage des Zungenbeckens im N, die postglaziale Entwässerung zentripetal nach Taverne, das Moränenmaterial (keine Liasgesteine) — all dies beweist zur Genüge, dass die das Becken von Origlio erfüllende Eiszunge ein Seitenast des in der Vedeggialung noch über Taverne vorstossenden Ceneri-Tessingletschers gewesen ist. Die Endmoränen dieses temporären stadialen Gletscherstandes sind im Haupttale wahrscheinlich noch vorhanden, aber unter den fluviolakustrinen und fluviatilen Aufschüttungen des Vedeggio und seiner Nebenbäche verborgen.

Ein prächtiger Endmoränenzug ist etwas südlich des Lago d'Origlio, nordwestlich Vezia, dem Gehänge des Hügels von S. Rocco aufgebaut; er zieht von P. 451 (bei Marnigo) nach P. 437 (östlich S. Martino) als linke Seitenmoräne des Tessingletschers der Vedeggialung. Die breite Kuppe von S. Martino und nördlich davon, westlich des Walles, scheint ebenfalls einem etwas verschwemmten Moränenzug zu entsprechen.

Auf stadiale Gletscherstände gehen demnach die bemerkenswerten Moränenanhäufungen im Becken von Origlio und in den Senken von Massagno und teilweise von Muzzano zurück. Das Gleiche gilt von einigen ansehnlichen Akkumulationen am Nordende des V. di Figino.

IV. Valle di Figino¹⁾.

Bei Noranco wird schon über ein halbes Jahrhundert im Talboden anstehender Ton zur Herstellung von Backsteinen (Fornaci Noranco) ausgebeutet.

BLUMER hat diesen Tonlagern eine eingehende Untersuchung gewidmet (5, 6, p. 300ff.), während LEVY, WEBER und BROCKMANN-JEROSCH (8) einige aufschlussreiche ergänzende Beobachtungen machten. Die im Herbst 1929 von mir vorgenommene Untersuchung beschränkte sich nicht auf die Tonlager, sondern zielte namentlich auf das Studium der diese überdeckenden Ablagerungen ab, auf Grund welcher weitere Einblicke in die Talgeschichte gewonnen werden konnten.

Vier Aufschlüsse erleichtern die Untersuchung:

- A Kiesgrube südlich Noranco, südlich dem Gehöft Civra am rechten Hangfuss (in die Siegfriedkarte 1 : 25,000 eingezeichnet),
- B Tongrube westlich Fornaci bei P. 338,
- C Eine Grube und ein Anriss im Tälchen nördlich Fornaci, in welchem ein Weg nach Bagione und Pambio hinaufführt.

Aufschluss A und C wurden noch nicht beschrieben; B wurde auch von den genannten Autoren untersucht.

Aufschluss A.

Untere Höhe: 316 m ca.; oberer Rand: 330—332 m.

Es ist folgende Schichtfolge von oben nach unten aufgedeckt²⁾:

1. Lehm, braun bis gelblich, ungeschichtet, mit einzelnen grossen runden und eckigen Geschieben mit Anzeichen von Kritzung. Er ist auf unregelmässiger Fläche in den $\frac{1}{2}$ —3 m liegenden Schotter hineingelegt. An Grenzflächen oft grobe, lehmreiche Schotter, wie sie heute noch die Schwemmkegel des Tales zeigen.
2. Sandschotter, fein bis grob, hell. Horizontal geschichtet. Meist ca. 1 m aber verschwunden; an seiner Stelle liegt hier Lehm.
3. Sande und feine helle Schotter, mit 10—15° süd-südöstlich fallend, sehr gut geschichtet; über der liegenden Tonschicht einzelne grosse Gneisblöcke (2—3 m³) im Sande; zahlreiche 7—8 m kleine gekritzte Kalkgeschiebe; grosser Gehalt an Quarzkörnern und Tonstaub. Geschiebe aus Juliergranit. Gekritzte, stark verwitterte Liasgerölle.
4. Ton, blau bis gelblich (argilla nera). Darin bis kopfgrosse, schön gekritzte dunkle Kalke. Der Ton unterteuft die Grube überall.

¹⁾ Bei den Einwohnern heisst das Tal nicht Pian Scairolo.

²⁾ Vgl. Profile.

In den Sanden und Schottern fallen viele graue Kalke und Dolomite, sowie Gneise und Juliergranit auf; das lokal anstehende Glimmerschiefermaterial tritt zurück. Die Bildung ist in bezug auf ihr Material erratisch larischer Provenienz. Gekritzte Geschiebe in allen Teilen der Ablagerung weisen auf den glazialen Anteil an derselben hin.

Von der Höhe der Grube führt eine kleine ebene Terrasse in 332 m zum Hangfuss hin. Die Grenzfläche zwischen dem kleinen Rest horizontaler und der schräg geschichteten Schotter liegt in ca. 330 m.

Aufschluss B.

Der Boden westlich der Fornaci ist erst durch die fortgesetzte Abgrabung auf ca. 315 m erniedrigt worden. Er zeigt überall fein geschichteten Ton. Die ehemals guten Aufschlüsse sind alle stark verrutscht, hat doch seit Jahren der Abbau gestockt. Zur Zeit meiner Besuche waren die Vorbereitungen zur Wiederaufnahme desselben im Gange.

Die Schichtfolge verschiedener kleiner Aufschlüsse bei P. 338, in 332—336 m ca. gelegen, zeigt folgende Verhältnisse:

In diesen fanden sich sehr zahlreiche verkohlte Pflanzenreste. Einige gerollte und geschliffene Aststücke und viele Rindenstücke wurden gesammelt. In feinkörnigen, etwas verfestigten, rötlichen Sandlagern fanden sich Blätter, die aber meist nicht mehr ganz erhalten sind.

Die Lagerung ist nahezu horizontal, mit schwachem Fallen nach W.

Das Liegende dieser feinen Schottersande konnte nicht beobachtet werden. In der Nähe wurde überall der blaue Ton, der zahlreich geschliffene und gekritzte dunkle Kalkgeschiebchen enthält, bis ca. 325 m hinauf beobachtet. Das Kärtchen von BLUMER (6) verzeichnet im ganzen Talboden Ton.

Aufschlüsse C.

1. Nördlich Campi, östlich des Weges nach Pambio, am Riedelabhang des Tälchens. Höhe 325—340 m ca.

Folgende Schichtfolge von oben nach unten ist angerissen:

340 m

1. Lehm mit grossen Blöcken, meist eckig.
2. 1 m mächtige horizontale Schotterschicht (Deltaüber-guss).

330 m 3. Schwach verfestigte Schotter 25° südlich fallend. Viele gekritzte dunkle Kalke.

325 m

2. Ein wenig höher westlich des Weges unter Bagione. Höhenlage: 335—343 m.

3 m 1. Moräne mit grossen Blöcken, lehmig-sandig. Viele schön gekritzte Kalke. Gegen unten setzt schwache Schich-tung dieses Teiles der Ablagerung ein; grobe Geröll-bänke.

5 m 2. Sande und feine Schotter gut horizontal geschichtet, oben rötlich, unten mehr grau, ganz ähnlich denjenigen von Aufschluss B. Viele kleine Kalkgerölle mit z. T. prachtvoll erhaltener Politur und Kritzung; andere zeigen nur verwischte Kritze. Zahlreiche schwammige, eigenartig dreikantig geformte, aber auch gekritzte helle Geschiebe¹⁾.

335 m

Das Liegende der beiden Aufschlüsse konnte nicht direkt beobachtet werden; in etwa 320 m schneidet der Bach am untern Ende des Kerbtälchens die blauen Tone an; darüber liegen Schotter, welche aber nicht näher untersucht werden konnten.

In einer Gärtnerei westlich S. Pietro, am Riedel von P. 335, war in einer kleinen Grube mit 30° süd-südwestlich fallender Schotter aufgedeckt, welcher in ca. 330 m von ungeschichtetem Lehm mit Geröllen überdeckt wird. Es ist demnach hier dasselbe zu sehen wie in dem Aufschluss C 1, mit der Einschränkung, dass die flache Geröllbank über den steil fallenden Schottern durch den moränen-artigen Lehm ersetzt wird.

Die Riedelterrassen von Bagione (345), südlich Pambio (345) und bei P. 335 werden demnach durch eine mit Moräne überlagerte Schotteraufschüttung gebildet, welche ihrerseits wiederum den Tonen

¹⁾ Schon in den Moränen von Canobbio (B, C) wurden stark verwitterte, leichte Geschiebe gefunden mit heller Rinde und dunklem Kern, der an liasische Kalke erinnert. In den Aufschlüssen A und C von Noranco erscheinen sie wieder in Fülle, wurden aber nur hier in ihrer eigenartigen, an windgeschliffene Dreikanter erinnernden Form gefunden. SALOMON hat sie auch in der Grundmoräne am Fusse des S. Salvatore gefunden. Sie sind typisch für das luganesische Adda-Erratikum. Die eigenartige Form stammt von der Art der Zerklüftung der verwitterten, entkalkten Liasgesteine. Da die tiefgreifende Entkalkung nach Salomon auf ein feuchtes und warmes Klima hinzudeuten scheint, dieselbe aber vor Einlagerung in die Moräne, in welcher die Spaltflächen eher verschliffen wurden, vor sich gegangen sein muss, sind diese entkalkten Gesteine und Geschiebe nach diesem Verfasser auch ein Hinweis auf eine wärmere Interglazialzeit vor der Würmvergletscherung.

von Noranco aufliegt. Bei Pambio steht der kristalline Untergrund an, welcher auch den Hang gegen die Fläche von Gentilino und diese selbst bildet. An diesen Felshang ist die heute in drei kleine Riedel zerschnittene Akkumulationsterrasse angelehnt.

Die Tone.

Das Liegende aller Aufschlüsse bilden die von BLUMER, dessen Ausführungen hier gefolgt wird, beschriebenen blaugrauen Tone. BLUMER hat 1906 eine Mächtigkeit von 15—20 m gemessen; bei Noranco reicht der Ton noch mindestens 8 m unter die Talbodenfläche, wie der Bau des Kamins der Fornaci ergeben hat. Der Ton ist homogen, feingeschichtet und fällt mit 5—10° nach SW. Dieser blaue wird überlagert von 1—2 m gelbem Ton, welcher aus dem erstern durch Zersetzung hervorgegangen ist. Während der blaue Ton nur wenige gekritzte Geschiebe enthält, treten diese in der oberen, gelben Lage in grösserer Anzahl auf, ja diese enthält ganze Lagen von eingeschwemmtem Sand und Kies (nach Blumer).

Der Ton erfüllt die ganze Talsohle des V. di Figino¹⁾, ohne aber an die Hänge anzusteigen. Am untern Ende des Tales zwischen S. Carlo und der nur 100 m breiten Felsenge bei Casoro, wurde unter einer bis 1 m mächtigen Lehmschicht mit zahlreichen Porphytrümmern aus dem Gehängeschutt der südlichen Talseite blauer Ton beobachtet, der nur an den hangwärtigen Abschnitten einzelne Trümmer enthält, gegen die Talmitte und den See zu aber ganz rein und fein wird. Eine hier ca. 6 m tief gehende Probebohrung soll das Liegende des Tones nicht erreicht haben. Dieses Profil ist für den ganzen Talboden typisch: Die Oberfläche wird aus einem braunen, gegen die Talmitte hin geschiebarmen Schwemmlehm gebildet („terra“), unter welchem überall die „argilla nera“ folgt. Der Lehm erreicht da die grösste Mächtigkeit (einige Meter), wo die kleinen Hangrinnenale sanfte Schwemmkegelchen auf den Talboden abgesetzt haben. Er ist nicht Moräne, sondern eine in hohem Masse aus verschwemmtem Moränenmaterial bestehende fluviatile Bildung. Der Deltaboden von Piancasoro besteht aus derselben lehmigen Anschwemmung.

BLUMER hält auf Grund der Ähnlichkeit der Tone mit denen von Calprino und Balerna und wegen der zahlreichen in ihm auftretenden gekritzten Geschiebe seine Bildung mit Recht für diluvial²⁾.

¹⁾ Nach der Karte Blumers (6, p. 301) reicht er sogar am Steilhang über Noranco bis in 400 m Höhe und geht auch bis nach Bagione (340 m) hinauf, welche Angaben allerdings meinen Beobachtungen nicht entsprechen. Im Tälchen südlich Bagione reicht der Ton nicht höher als ca. 320 m, während der Steilhang über Noranco aus kristallinen Schiefern besteht.

²⁾ Die von Steinmann in den Tonen gefundenen Foraminiferen betrachtet Blumer als aus dem Pliocän verschürft.

Er gibt folgende sicher zutreffende Schilderung seiner Entstehung (5, p. 73): „Die Lagerungsweise der Tone von Noranco erklärt sich am besten durch die Annahme, das Tonmaterial habe sich am Schlusse der Eiszeit in einem ruhigen Wasser (See) abgesetzt. Während des Absatzes des Tones müsste auch die Ablagerung der gekritzten Gerölle stattgefunden haben. Da aber die Kritzen so scharf sind, so ist eine Verfrachtung der Gerölle durch Wasser ausgeschlossen; es müssen im Gegenteil die gekritzten Gerölle unmittelbar vom Gletscher weg abgelagert worden sein¹⁾. Daraus folgt, dass der Gletscherrand nicht weit von Noranco entfernt sein konnte. Nun aber folgt aus den topographischen Verhältnissen der Umgebung von Lugano, dass gegen den Schluss der Eiszeit die Gletscher das Becken Porlezza-Melide und das Tal Agno-Morcote noch erfüllt haben werden, während das Tal Noranco-Figino schon eisfrei geworden war. Diese Gletscher oder ihre Moränen sperrten das letztere Tal ab und gaben so Anlass zu einem See. In diesem kamen die Abspülungsprodukte der Moränen als fein geschichtete Tone zur Ablagerung, während gleichzeitig vom Gletscherrand das gekritzte Geröll auf oder in Eisstücken verfrachtet wurde. Beim Schmelzen der Stücke mussten die Gerölle im Ton zur Ablagerung kommen.“

BLUMER stellt also fest: Die Ablagerung des Tones erfolgte in einen glazialen Stausee, welcher durch Gletscher oder Moränen bei Figino aufgestaut wurde; das abgesetzte Material wurde dem See durch Gletscherbäche vom nördlich Noranco befindlichen Eisrande zugeführt; Zeit: Schluss der Eiszeit. Die Lage des Eisrandes musste er aus der allgemeinen Oberflächengestaltung am N-Ende des V. di Figino erschliessen. In seiner späteren Arbeit (6) geht er weiter und folgert aus einigen Tonschichten in ca. 380 m bei Alla Valle über Paradiso einen Seespiegel in ca. 380 m und nennt den Ton in einem Satze eine interglaziale Ablagerung am Eisrande, wobei für interglaziales Alter ein Blätterfund von Calprino sprechen soll. Beide Angaben bedeuten Rückschritte in der Erkenntnis, wie gezeigt werden wird.

Die Schotter- und Sandablagerungen über dem Tone.

Deutlich können nach ihrer Höhenlage zwei durch ihre Lagerung verschiedene Schotterschichten unterschieden werden:

1. Schräg geschichtete Ablagerungen (A und C 1): über dem Ton bis in 330 m.
2. Flach, nahezu horizontal gelagerte Schotter- und Sandbänke:
 - A: nur eine kleine Andeutung unter dem Lehm, 330 m,
 - B: feine Schotter 330—335 m,

¹⁾ Von mir gesperrt.

C 1: 1 m mächtige Bank grober Schotter 330—331 m,
 C 2: 5 m mächtige Bank feiner Schotter und Sande 335
 bis 340 m.

Der Aufschluss C 1 gibt die Erklärung dieser Lagerung: Hier ist ein altes Delta¹⁾), welches sich von N her in den Stausee des V. di Figino vorbaute, angeschnitten, welches genau Überguss-Schichtung in 330 m erkennen lässt. Darüber endlich liegt hier Addamoräne. Diese Funde erst gestatten nun zusammen mit den Ergebnissen unserer Untersuchung des V. Cassarate ein genaueres Bild der Verhältnisse zur Zeit der Ablagerungen der Tone von Noranco zu geben, als es bisher möglich war.

Das Material der über den Tonen liegenden Aufschüttungen beweist, dass es nur von Gletscherbächen des aus Addaeis bestehenden Gletschers des Luganerstadiums abgelagert worden sein kann. Eine andere Möglichkeit kommt a priori gar nicht in Frage, da oberhalb der Deltaterrasse von Bagione das Einzugsgebiet für Bäche, welche derartig ansehnliche Ablagerungen aufschütten könnten, fehlt. Die rückwärtige Talwand, welche diese Bäche spies und mit Schutt versah, war der Gletscher des Lugano-Stadiums, dessen Eisrand durch den grossen Endmoränenzug von Lugano festgelegt werden konnte. Dieser Endmoränenzug verläuft, wie schon beschrieben, über Sorengo-S. Grato auf das Plato von Gentilino und über die Moränenanhäufungen, welche bei Pambio während einer Zungenschwankung auf die Deltaschotter gelegt worden sind, um dann gegen Calprino zu streichen. Zur Zeit der Tonablagerung am N-Ende des Tales bei Noranco muss der Gletscherrand aber noch weiter östlich gelegen haben. Dann ist er offenbar immer mehr vorgerückt; seine Bäche haben gröbner Schutt gebracht; die Sand- und Kieslagen sind unter dem Seespiegel in der Nähe der Bachmündungen in den heute gelben Ton eingelagert worden; die Tonablagerung hörte in diesem nördlichen Abschnitt immer mehr auf und beschränkte sich auf die weiter entfernten Seeteile; deltaförmig wurden Kies- und Sandmassen verschiedener Ausbildung in den See hinaus gebaut; diese Ablagerungen wurden in der Nähe des Felshanges südlich der Platte von Gentilino in stark fallenden Deltahangsschichten abgesetzt; weiter draussen aber, wo sie nur einen seichten See antrafen, nahmen sie entsprechend dem Untergrund flachere Schichtung an (Aufschluss A). Südlich Civra (A) wurden die südlichsten Deltasande gefunden; bis hieher wurde der See vollständig zugeschüttet²⁾). Über die Deltaübergusschicht legten sich dann flache Sand- und Geröll-

¹⁾ LEVY beobachtet in 320 m über den Tonen Schotter mit Deltastruktur, der durch Moräne überlagert werde. Seine Aussage über die Herkunft desselben (als Ablagerung aus einem interglazialen Fluss) und über die Tone (keine gekritzten Geschiebe) halten genauer Untersuchung nicht stand.

²⁾ Der Senago-Riedel (340) ist offenbar auch ein Deltarest.

schichten, abgelagert von zahlreichen kleinen oder grössern Gletscherbächen. An ruhigen Stellen wurden dabei von kleinen Rinnalen die fein geschlemmten roten und grauen Sande und feinen Schotter, welche heute in Aufschluss B und C 2 anstehen, abgesetzt. Zwischen diese feinen Absätze schalten sich hier die erwähnten tonigen Zwischenschichten ein, welche viele verkohlte, gerollte Pflanzenreste enthalten.

Zuletzt legte sich bei Pambio noch lehmige Moräne mit vielen eckigen Blöcken über diese Sande und Schotter, herrührend von einer letzten maximalen Schwankung des Luganerstadiums. Zwischen die feinen Schotter und die Moräne schieben sich wild geschichtete grobe Schotter, welche das Vorrücken des Eisrandes andeuten.

Die Ablagerung im Nordteil des V. di Figino ist, in ihrer Gesamtheit betrachtet, eine einzige prachtvolle glaziale Transgressionsserie:

Die mächtige Tonaufklagerung bei Noranco vor der Transgression des Deltas setzt eine lange Zeit des ersten, kleinern Gletscherstandes im Becken von Lugano voraus. Erst nach dieser ersten langen Phase erfolgte eine Ausdehnung der Gletscherzung bis auf die Höhe von Gentilino und sogar auf das Deltagebiet von Noranco hinüber. Sichere Anzeichen eines noch weitern Gletschervorstosses nach S sind nicht wahrzunehmen; die Lehmüberdeckung der Deltaschotter von A (südlich Civra) ist nicht Moräne, sondern Anschwemmung der Seitenbäche in gleicher Ausbildung, wie sie heute noch überall vor sich geht und den ganzen Talboden des V. di Figino südlich des alten Deltarandes gleichmässig überzieht¹⁾.

Die genaue Untersuchung der Ablagerungen von Noranco führt demnach nicht nur von neuem zum für unser Gebiet so bedeutsamen Gletscherstadium von Lugano; auch die durch das Delta von Canobbio erwiesene Zweitteilung dieses Gletscherstandes in eine erste und eine zweite, durch die Moränen festumrissene Phase, wird erhärtet. Durch die erste Phase staute sich der See im untern V. Cassarate und es entstand das Delta von Canobbio; gleichzeitig vollzog sich der Absatz der Tone im Talsee des V. di Figino. Die zweite Phase drang dort in das Delta ein und legte die Moränen in der Schlucht und auf dem Delta bei Canobbio ab; sie streckte Zungen bei Massagno nach W und bei Sorengo nach SW vor, überstieg langsam die Platte von Gentilino, während die Gletscherbäche die Deltaschotter auflagerten, und überlegte zuletzt das Delta bei Pambio mit Moräne. Darauf erfolgte der Rückzug der Gletscher aus dem Luganese; der See des V. di Figino senkte sich dabei bis auf 300 m, den unmittelbar postglazialen Stand des Seespiegels.

¹⁾ Einzelne Geschiebe im Lehm mit Anzeichen von Kritzung stammen aus hocheiszeitlichen Grundmoränen in der Nähe.

Die Ursache des Seestaus im V. di Figino.

BLUMER nimmt als stauenden Faktor den im Tale von Agno-Morcote liegenden Tessingletscher oder dessen Moränen an. Folgende Überlegung aber zeigt uns, dass diese Annahme nicht zutreffend sein kann. Hätte der Tessingletscher bei Figino bis in 350—400 m hinauf gereicht, dann hätte er die Senken von Muzzano, Massagno und Comano überschreiten müssen und hätte sich dadurch mit dem Addaeis berührt. Die an diesen Stellen nach W vordringenden, sich frei entfaltenden Gletscherzungen des Luganerstadiums beweisen aber, dass damals dieser Abschnitt der Vedeggialung schon eisfrei gewesen sein muss. Eine Moränenverbauung aber hätte den Abfluss des Sees wohl nicht auf so beträchtliche Dauer zu stauen vermocht; zudem fehlen alle Voraussetzungen zur Annahme einer derartigen Moränen sperre; im Gegenteil, blaue Tone bei Casoro, jenseits der Enge beweisen, dass die Ablagerung des feinen Gletscherschlammes, der „argilla nera“, auch hier erfolgte, dass der See demnach an dieser Stelle weder durch Gletscher noch Moränen auf das Gebiet im O der Felsenge beschränkt war.

Es bleibt nur eine Staumöglichkeit¹⁾: Die tiefste Überflusstelle des Luganese beim Riegel von Fornasette westlich Cremenaga im Tresatal musste damals bis zu 330 m hinauf verbarrikadiert gewesen sein, und zwar durch den sich zurückziehenden Tessingletscher im Langenseetale, welcher stadial eine temperäre Zunge in das Tresatal vorstreckte, während der Ceneriarm sich schon weiter ins Vedeggital zurückgezogen hatte²⁾). Alle andern möglichen Überflusstellen liegen heute noch über 330 m.

Die Vegetation von Noranco.

WEBER fand 1915 bei Noranco Pflanzenreste offenbar in denselben Schichten des Aufschlusses B wie der Verfasser. BROCKMANN-JEROSCH (8) widmet diesem Funde eine kurze Darstellung. Grauerle, Schwarzerle, Hainbuche, Eichen, Haselnuss, Weide, Fichte, Weissianne, Kiefer, Buchsbaum und pontische Alpenrose wurden bestimmt. „Die Vegetation hat die gleiche Eigenart der diluvialen Wälder nördlich der Alpen: Eichenwälder mit eingesprengtem Nadelholz und laubfallendem aber auch immergrünem Unterholz. Sie repräsentieren die diluviale Eichenperiode“³⁾). Die Pflanzen wuchsen auf dem durch das Eis verlassenen Gebiete in der Nachbarschaft der Gletscherzung

¹⁾ Über die Gründe, welche gegen Annahme von grösseren Krustenbewegungen für die Erklärung des Seestaus sprechen, vgl. p. 486.

²⁾ Über den Rückzug des Eises aus dem Luganese vgl. die zitierte Arbeit des Verfassers (2).

³⁾ Die Funde beweisen nach Brockmann-Jerosch einen sich in ozeanischer Richtung bewegenden Klimacharakter.

und wurden dann durch die zweite Phase des Luganerstadiums, welches in die Waldränder eindrang, im transgredierten Gebiet vernichtet und teilweise in die Deltaschotter eingeschwemmt. Im blauen Tone liegen hier bezeichnenderweise keine Pflanzenreste. Die Einlagerung derselben ist eine Folge des Vorstosses der zweiten Phase. „Es waren also die Gletscher im Kanton Tessin (wenigstens im Sottoceneri, der Verf.) von Eichenwäldern mit eingesprengtem Nadelholz umgeben, deren charakteristisches Unterholz heute dort ausgestorbene, immergrüne Sträucher sind. Die Klima- und Vegetationsverhältnisse von Alaska, Patagonien und Neuseeland wiederholen sich hier und nicht diejenigen von Spitzbergen“ (Brockmann-Jerosch).

Was schon BROCKMANN-JEROSCH vermutete, kann nun auf Grund der Untersuchung der Ablagerungen¹⁾, welche die einzige zwingende Altersbestimmung geben kann, als Tatsache festgestellt werden: Die Vegetation von Noranco ist keinesfalls interglazial, mögen darin auch Pflanzen vorkommen, die gewöhnlich als typisch für Interglazialzeiten betrachtet wurden; sie entstammt der Zeit des Rückzugs der letzten Vergletscherung, ist stadial-glazial und erwuchs in unmittelbarer Nähe des Eisrandes des stadialen Gletschers von Lugano-Melide²⁾.

Die Diluvialgebilde am N-Fuss des M. S. Salvatore über Paradiso.

Da diese Ablagerungen heute nicht mehr erschlossen sind, wurden sie nicht untersucht. Es sei im Folgenden nur ein kurzer Überblick über diese berühmte Fundstelle und die darüber veröffentlichten Arbeiten gegeben.

Folgendes Profil wurde, am besten während des Baus der Bahn auf den M. S. Salvatore, beobachtet:

- 470 m 1. Schutt.
- 400 m 2. Zwei Meter mächtige Schicht von Seekreide, schwach bergwärts einfallend mit Kieselgehäusen von Diatomeen, Schwamnnadeln und Muschelschalen.
- 330 m 3. Lehmbige Moräne (Addamaterial), oben blockreich, unten mehr lehmig.
- 300 m 4. Tonlager von Calprino: braungelbe, glimmerreiche, sandige Ton- und Mergelschichten, fast horizontal geschichtet. Darin die Flora von Calprino.
- 300 m 5. Kristallines Grundgebirge.

¹⁾ Brockmann-Jerosch weist mit allem Recht darauf hin, dass die früher so häufig angewandte Methode der Altersbestimmung der Fundstellen aus der eingeschlossenen Flora und Vegetation zu manchen Fehlschlüssen führt.

²⁾ Vgl. Penck 14, p. 1148 und Brockmann-Jerosch 7.

SORDELLI hat in den Tonen bereits 1877 eine Flora nachgewiesen, der er quartäres Alter beimaß. Durch Funde von Süßwasser-Diatomeen schloss er marine Entstehung der Schichten aus.

C. SCHMIDT nahm während des Baus der Bergbahn das erste vollständige Profil der Schichtserie auf. Er wies den Tonen auf Grund ihrer „petrographischen Identität mit den typischen pliocänen Sabbie gialle der Folla d'Induno“, die er zu beobachten glaubte, pliocänes Alter zu. Die Seekreide soll sich in einem kleinen lokalen Stausee innerhalb der Gletscherlandschaft abgelagert haben. Den darüberliegenden Schutt betrachtet er als Moräne, findet darin auch ortsfremde Blöcke, macht aber auf den auffallenden Blockcharakter der Ablagerung aufmerksam. Da diese „Moräne“ die Seekreide überlagert, ist diese während eines früheren Gletscherstandes abgelagert worden, worauf ein erneuter Vorstoß die „obere Moräne“ ablagerte.

BALTZER unterzieht die Flora der Tone erneuter Untersuchung. Gestützt auf dieselbe hält er in Übereinstimmung mit SORDELLI die Tone von Paradiso für jünger als pliocän und vermutet wegen der Lagerung und Flora interglaziales Alter. BLUMER (5) stellt sich in der Kontroverse auf Seiten BALTZERS, um so mehr, als zwischen Ton und Gneis von CALLONI erratisches Material gefunden wurde.

PENCK (14, p. 814) betrachtet die Tone ebenfalls als interglaziale Bildungen, abgelagert in einen bis auf 330 m gestauten Lagonersee, den Schutt über der Seekreide als eine postglaziale Gehängebildung (Kalkbreccie), welche eine „auf den Moränen gelegene Seeablagerung (Seekreide) im wesentlichen gleichen Alters überlagert“.

BROCKMANN-JEROSCH (8) untersucht die Pflanzen des Ton-Mergels und stellt sie in denselben Horizont wie diejenigen von Noranco, welche durch WEBER bekannt wurden; für beide nimmt er glaziales Alter an.

GEMNETTI gibt nichts Neues und stellt sich auf den Standpunkt PENCK's.

Vergleich dieser Ablagerung mit den Sedimenten von Noranco.

Sicher erwiesen dürfte das diluviale Alter des Tones von Paradiso-Calprino sein. Aber in der Frage seiner zeitlichen Zuordnung gehen die Meinungen auseinander: Interglazial (BALTZER, BLUMER, PENCK) oder eiszeitlich (BROCKMANN-JEROSCH). BROCKMANN-JEROSCH nimmt einen Zusammenhang des Tonlagers von Noranco mit demjenigen von Calprino an: „Auf alle Fälle brachte jeder Hausbau, jeder Einschnitt in der Gegend zwischen beiden wieder die Tone zum Vorschein, die ich nach Möglichkeit verfolgt habe. Danach waren auch die Tone von Calprino glazial im engern Sinne, d. h. sie waren wie die Tone von Noranco mit den gekritzten Geschieben

in der Nähe eines Gletschers abgelagert. Die Feinheit, die Struktur und der grosse Gehalt der Tone an grossen Glimmerblättchen spricht auch für fluviolakustre, aber zugleich glaziale Bildung". Die Höhenlage des Tones von Calprino entspricht ziemlich genau derjenigen von Noranco, geht aber jedenfalls nicht über den Spiegel des Sees des V. di Figino hinaus, sondern erreicht dessen Oberfläche gerade knapp. Ein anderer Grund dürfte die Identität beider Tone noch stützen; schreibt doch BALTZER (p. 85), dass der Ton an der Grenzfläche von Ton und Moräne bis auf 6 m Tiefe ganz von gekritzten Geschieben erfüllt sei, so dass er auch in diesem wichtigen Punkte ähnliche Verhältnisse zeigt wie der Ton von Noranco.

Die den Ton überlagernde Moräne, namentlich der obere blockige Teil derselben, entspricht genau dem Zug des Eisrandes während des luganesischen Stadiums; die Moränen steigen bei Sorengo-Gentilino auf ca. 400 m an; die obere Grenze der Blockmoräne ist am N-Hang des M. S. Salvatore in 400 m Höhe gelegen! Von hier senkte sich der rechtsseitige Eisrand auf ca. 280 m bei Melide.

Die Einordnung der Schichten von Calprino in das Luganer-Stadium ergibt sich so ungezwungen:

1. Phase des Stadiums: Ablagerung der Tone von Calprino in den Stausee des V. di Figino.
2. Phase des Stadiums: Langsames Vordringen des Eises: Transgressions-Facies der Tone (Erfüllung mit gekritzten Geschieben in obren Partien). Die unten mehr lehmige und die blockige Seitenmoräne wird auf die Tone abgelagert. Darüber bildet sich in einer kleinen Mulde ein Tümpel, in welchen sich die Seekreide ablagert.

Danach wäre auch die ganze, so oft untersuchte und diskutierte Schichtreihe von Calprino-Paradiso weder pliocän noch interglazial, sondern in ihrer Gesamtheit stadial-glazial.

Die Pflanzenfunde von Calprino können kein Beweis gegen diese Auffassung sein, kommen doch gerade die beiden Pflanzen, welche das Hauptargument für Annahme interglazialer Bildung der Tone lieferten, das pontische Rhododendron und der Buchsbaum (vgl. PENCK), auch in den sicher stadial-glazialen Ablagerungen von Noranco vor. Im Gegenteil, die Übereinstimmung der Vegetation von Calprino und Noranco ist eine Bestätigung der Identität beider.

Abschliessend sei eine Zeittafel der besprochenen Vorgänge in der Umgegend von Lugano während des Stadiums von Lugano gegeben:

Die Zeit des Lusaner-Stadiums in der Umgebung von Lugano.

V. Cassarate

1. Phase: Stau eines Sees bis 390 m.
Bildung des Deltas von Canobbio.

V. di Figino

Ablagerung der blauen Glazial-Tone in einen auf 330 m gestauten See; Einschwemmung der Pflanzenreste von Calprino.

Kleiner Rückzug:

Bildung einer Talkerbe im Delta von Canobbio.

2. Phase: Vorstoss des Gletschers gegen den Südrand des Deltas; Ablagerung der Moräne von Canobbio und Verschüttung der Rinne östlich davon. Wallmoränenzug von Lugano-Melide.

Transgressionsphase des Eisrandes und der Deltaschotter über den Tonen; Blockmoräne am M. S. Salvatore, Delta von Pambio-Noranco, Einschwemmung von Pflanzenresten in dieses. Zuletzt Übergreifen des Eises auf das Delta.

Zerschneidung der Deltas.

Rückzug der Gletscher.

V. Einige weitere Staubildungen.

1. Gegend von Ponte Tresa.

Nordwestlich Brusata (nördlich Molinazzo, Tresatal) konnten am Talhang gegen die Pevereggia hin (bei Slavine) in 300—320 m horizontal geschichtete Schotter beobachtet werden, welche sich über schräge Schotter zu legen scheinen. BRUNNER (p. 65) beobachtet bei P. 333 nordwestlich Brusata ähnliches: „Der postglaziale See im obern Tresatal ist erwiesen durch den Fund eines frischen Deltas mit Kreuzschichtung am Weg von Lisora nach Sessa (Karte 1 : 25,000, Hügel mit P. 333 m, 200 m nordwestlich Brusata)“. Die ganze Terrasse nördlich Brusata in ca. 300—330 m (bei P. 213, 333) scheint der Rest einer Deltaaufschüttung in einen postglazialen See von 300 m Spiegelhöhe zu sein, was genau der Höhe des Riegels von Fornasette entspricht.

Damit sind nun drei Spiegelstände des Lusanersees während und nach dem Rückzuge des Eises bekannt:

1. Stadialer Stand in 330 m (Delta von Noranco) aufgestaut durch randalpine Moränenschwellen und Gletscher im Tresatal. Überlauf des Sees südlich von Besano.

2. Postglazialer Stand in 300 m (Delta von Brusata), aufgestaut durch Moränenschwellen am Alpenrand und Porphyriegel von Fornasette. Überfluss bei Fornasette.
3. Gegenwärtiger Seespiegel in 274 m. Schlucht durch den Riegel von Fornasette.

Noch zwei weitere kleine Deltaüberreste bestätigen den Seespiegel in 300 m.

Nordwestlich Ponte Tresa ist an der Strasse bei P. 281 bei Canevari eine kleine Aufschüttung angeschnitten; mit 20—30° fallen Sand- und zwischengeschaltete Kiesbänke kegelförmig gehängeauswärts. Die sehr gute Sonderung des Materials zeigt, dass es sich dabei nicht um einen Schwemm- oder Schuttkegel handelt, sondern offenbar um eine später stark abgetragene Deltaaufschüttung in den Seearm des Tresatales.

In gleicher Höhe findet sich nordöstlich Colombera (nordöstlich Ponte Tresa) unter Prelongo eine ganz gleiche Aufschüttung, welche bis 300 m hinaufreicht (Fallen der Schichten 20° südöstlich).

Bei Cremenaga ist die Tresa ca. 5 m in ihre eigenen Alluvionen eingeschnitten, was mit der Eintiefung der Schluchtstrecke in der Riegelzone von Fornasette zusammenhängt. Die Tresaschotter sind bedeckt mit bis 1 m mächtigem, gelbraunem ungeschichtetem Lehm, in welchen ähnlich wie auf dem Cassaratedelta, den Schwemmkegeln von Stampa-Piani nördlich des Canobbioriedels, dem Boden des Valle di Figino Gerölle eingelagert sind. Es sind dies alles Anschwemmungen kleiner seitlicher Hangbäche, deren Material aus Grundmoränen und den kristallinen Schiefern stammt, und keine Moränen, wie es hin und wieder den Anschein hat.

2. Gegend von Porto Ceresio.

An der Strasse von Cavagnano nach Tedesco wurde etwas östlich der Kapelle S. Michele eine 5 m mächtige, schräggeschichtete erratische Bildung beobachtet, welche grosse Blöcke von Gneis und namentlich unvollkommen gerundete, grob geschrämmte Blöcke von Porphyrr enthält. Die Terrassenflächen von Cuasso al Monte und Cavagnano sind fast lückenlos mit Moräne bedeckt; wo die Moräendecke fehlt, tritt prächtig geschliffener Fels zu Tage. Nordöstlich Cavagnano befindet sich ein kleines Becken mit flachem, teilweise versumpftem Boden, dessen Rand östlich P. 554 durch den entwässernden Bach zerschnitten ist. In diesem kleinen Becken staute sich das Wasser nach dem Rückzuge des Eises zu einem nur 5 m tiefen, auf 530 m gespannten kleinen Grundmoränensee. Der N-Rand des kleinen Beckens wird durch einen ca. 5—8 m hohen W-O ziehenden Wall (bei P. 530, Karte 1 : 50,000, Weg!) geformt, dessen Material und Form zeigt, dass er die Endmoräne eines Rückzugsstadiums ist.

3. Gegend des Porlezza-Seearmes.

Unter dem Friedhof von Castello (V. Soldo) ist am Steilhang gegen den T. Soldo ein sehr klares Profil erschlossen: Über dem Conchondolomit liegt eine dolomit- und kalkreiche Moräne; diese wird überlagert von einem sehr klar gebauten lokalen Delta, das in ca. 460 m klare horizontale Übergusschichtung über steil östlich fallenden Schottern zeigt. Das Delta ist nicht von Moräne überlagert. Es ist nicht anders zu deuten denn als Aufschüttung des T. Soldo in einen lokalen Stausee, der durch den sich zurückziehenden Gletscher des Haupttales im schon eisfreien Nebentale gestaut worden war.

Prachtvolle Moränenüberschüttung und -Erhaltung weisen die Hochflächen von Intelvi auf, wo bis in die Höhe von 1000 m die Verflachungen und sanften Hänge alle tiefgründig damit überzogen sind. Die Moränenanhäufung ist hier dermassen, dass sie eine Verbauung der kleineren Täler und des V. d'Osteno bewirken in einem Masse, wie es innerhalb des Gebirges in unserm Untersuchungsgebiete nicht mehr beobachtet werden konnte.

Mit Recht betont REPOSSI (p. 164), dessen geologische Karte die Moränenflächen ausscheidet, dass die Moränenverbauung des V. Intelvi eine gesonderte Spezialuntersuchung verdiente. Es seien hier nur wenige Bemerkungen gemacht: Das V. d'Osteno weist eine ansehnliche Moränenverschüttung auf, welche wahrscheinlich auf die Laufgestaltung des Livone einen merklichen Einfluss ausgeübt hat. Die Verflachungen von Lanzo, C. Pradale östlich davon, von Pellio di Sopra und Telo, die Terrassen von Laino sind bedeckt mit einer meistens über 2 m dicken Grundmoränendecke, welche häufig prächtig gekritzte Kalke enthält. Auf den Ackerflächen dieser idyllischen Hochlandschaft liegen überall grosse Gneisblöcke aus dem Erratikum zerstreut, das wie im V. Mugera weitgehend zum Hausbau herangezogen wird. Die Moränen erreichen da ihre grösste Mächtigkeit, wo sie in kleine Talkerben oder Hangrisse hineingelegt sind.

Oberhalb der Brücke (P. 703) zwischen Scaria und Pellio ist eine postglaziale Deltabildung angeschnitten; die Deltaschichten in 700 m fallen mit 25° gegen NW ein, sind also offenbar am Gletscherrande von einem Gletscherbach in einen lokalen Gletscherstausee abgelagert worden (vgl. auch Repossi, p. 165).

Schluss.

Die auffallende Häufigkeit stadialer Staubbildungen im Sottoceneri findet ihre Erklärung durch die Art der luganesischen Vergletscherung: Da das Sottoceneri keine Eigenvergletscherung besass, drang das Fremdeis von den Haupttälern aus von unten her in die kleineren Nebentäler, so dass sich hier wohl regelmässig durch den Haupttalgletscher gestaute temporäre Stauseen bilden mussten, von

deren Dasein uns heute noch kleinere oder grössere Ablagerungen erzählen. Stärkern landschaftlichen Einfluss besitzen die drei grössern Deltas von Canobbio, V. di Figino und der Breggia im Mendrisiotto (zum letztern vgl. HEIM 11 und BLUMER 5). Das Delta von Brusata (Tresatal) und die Reste von Canevari und bei Colombera gehören einem postglazialen höhern Seestande an, während das unterste Delta der Breggia in dem postglazialen See von Balerna-Chiasso zur Ablagerung gekommen ist. Alle diese Bildungen sind typisch sowohl für die Art der Vergletscherung des Sottoceneri als auch für dessen dichte Durchtalung. Sie sind ohne Ausnahme entweder würmstадial oder postglazial. Interglaziale Ablagerungen konnten nicht nachgewiesen werden.

Abschluss des Manuskriptes März 1932.

Nachbemerkung.

Soeben hat HANS WEHRLI (Köln) eine Arbeit mit dem Titel „Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Lugano“ veröffentlicht (Z. f. Gletscherkde. 21, 1933/34), welche sich z. T. mit denselben Problemen wie die vorliegende Studie befasst, dabei aber zu andern Resultaten gelangt.

1. W. nimmt richtig die Gleichaltrigkeit der Tone von Calprino und Noranco an; dagegen fasst er diese und die überlagernden Deltabildungen von Noranco als interglazial auf. Die Art des Vorkommens und der Ausbildung der prachtvoll gekritzten Kalkgeschiebe lässt sich aber nicht durch sekundäre Einschwemmung (durch Murgang usw.) erklären; die Geschiebe liegen kompakt in die fein geschichtete Seetonmasse eingepackt und sind gleichzeitig mit dieser abgelagert worden. Im untern Teile des V. di Figino findet sich zudem nirgends Moräne über dem Ton; er wird direkt durch alluviale Schwemmlehme und Schutthalden überlagert. Der Gletscher hat die Tone des V. di Figino mit Ausnahme der Gegend von Pambio nie überfahren.

Richtig ist, dass die Deltabildungen unmittelbar nach dem Tone abgelagert worden sind; dies scheinen auch die Pflanzen von Noranco (von W. nicht erwähnt), welche mit denen von Calprino im ganzen artgleich sind, zu beweisen. Das Vorkommen der pontischen Alpenrose in der Nähe des Gletschers ist eine paläoklimatologisch wichtige Frage, deren Beantwortung den Geobotanikern überlassen sei.

Zudem: Woher kam der interglaziale Fluss, der ein beträchtliches Delta mit Addagesteinen im V. di Figino ablagerte?

2. W. betrachtet die feinen Sande im Liegenden der blauen Tone in der Schlucht östlich Canobbio als interglaziale Bildung, da sie von Moräne überdeckt sind. Die feine Schlammung und der innige Konnex mit den überlagernden Tonen, welche grosse Adda-Erratiker enthalten, sind aber ein Hinweis darauf, dass es sich um Ablagerungen

in einem stillen, zeitweise wohl überschwemmten Winkel des Eisrandes während des Stadiums von Lugano handelt. Interglaziale Cassarateschotter können von den heutigen nicht dermassen verschieden sein. Dagegen sind die Schottermassen des Riedels richtige Cassarateschotter; sie lediglich als umgeschwemmte Moräne zu bezeichnen, besagt wenig. Es handelt sich bei diesen Schotterbildungen nicht um lokale Formen, sondern um Teile einer mächtigen talfüllenden Deltaakkumulation.

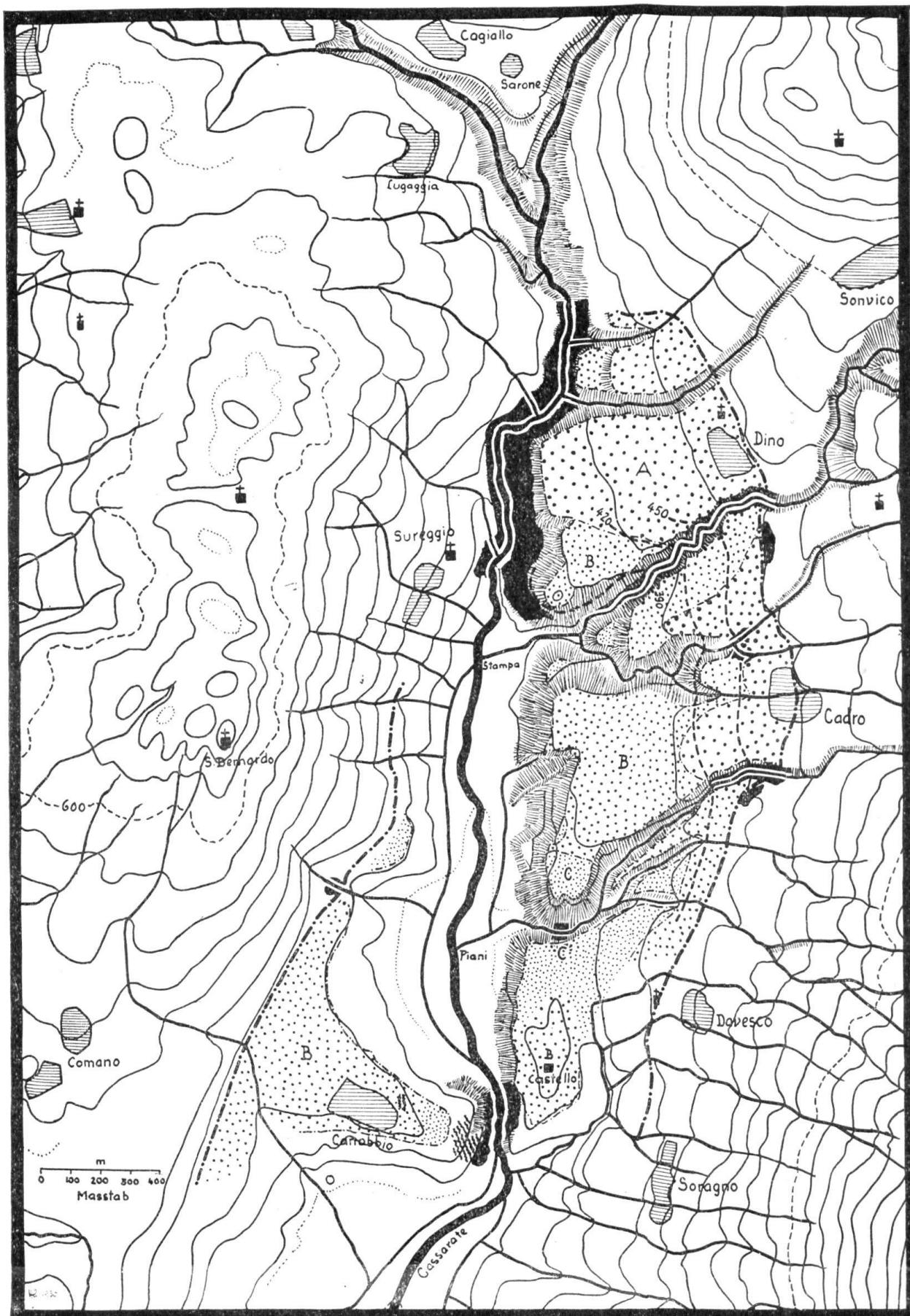
3. Die einheitliche Ursache all dieser diluvialen Bildungen in nächster Umgebung Luganos kann nicht verkannt werden: Die Addagletscherzunge des Rückzugsstadiums von Lugano-Melide. Die von W. untersuchten Moränen sind nicht hocheiszeitlich, sondern stadial; die Deltaablagerungen und Tone sind im Anschluss an die Gletscherzunge von Lugano entstandene stadiale Staubbildungen.

Erwähnte Literatur.

1. ANASTASI, G. *Il Lago di Lugano*. Lugano 1926.
2. ANNAHEIM, H. *Die Landschaftsformen des Lagonerseegebietes*. Geogr. Abh., hgg. v. N. Krebs, Stuttgart. Erscheint demnächst.
3. BALTZER, A. *Beiträge zur Interglazialzeit auf der Südseite der Alpen*. Mitt. natf. Ges. Bern, 1891.
4. BISTRAM, A. *Das Dolomitgebiet der Lagoner Alpen*. Ber. natf. Ges. Freiburg i. B., 14, 1903/04.
5. BLUMER, S. *Über Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin*. Ecl. geol. Helv. IX, 1906.
6. BLUMER, S., in: *Die schweizerischen Tonlager*. Beitr. geol. K. d. Schweiz, geotechn. Serie 4.
7. BROCKMANN-JEROSCH, H. *Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Deltas bei Kaltbrunn und deren Bedeutung für die Auffassung des Wesens der Eiszeit*. Jahresber. St. Gall. natw. Ges. 1909.
8. BROCKMANN-JEROSCH, H. *Fundstellen von Diluvialfossilien bei Lugano*. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 68, 1923.
9. BRUNNER, P. *Die Tresa als Abfluss des Lago di Lugano*. Mitt. Geogr.-Ethn. Ges. Zürich, XXX, 1930.
10. GEMNETTI, G. *La geologia della penisola del S. Salvatore*. Boll. Soc. tic. d. scienze nat. XVIII, 1923.
11. HEIM, A. *Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggia-schlucht*. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, 1906.
12. HEIM, A. *Bergsturz und Menschenleben*. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, 1932.
13. LEVY, F. *Die eiszeitliche Vergletscherung der Südalpen zwischen Dora Riparia und Etsch*. Z. f. Gletscherkde., IX, 1915.
14. PENCK und BRÜCKNER. *Die Alpen im Eiszeitalter*. 1909.
15. PENCK, A. *Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen*. Sitz. ber. preuss. Ak. Wiss. Berlin, phys.-math. Kl. 1922.
16. REPOSSI, E. *Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio*. Atti Soc. ital. scienze nat. XLI, 1902.
17. SALOMON, W. *Scheinbare Facettengeschiebe in der Grundmoräne des M. S. Salvatore bei Lugano*. Ecl. geol. Helv. XL, 1911.

18. SCHMIDT, C., und STEINMANN, G. Geologische Mitteilungen aus der Umgegend von Lugano. *Ecl. geol. Helv.* 1890/92.
19. SÖLCH, J. Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. *Forsch. d. Landes- u. Volkskde.*, XXI, 1917.
20. SORDELLI, M. F. Observations sur quelques plantes fossiles du Tessin méridional et sur les gisements qui les renferment. *Arch. sciences ph. et mat.* Genève, 1877.
21. SPREAFICO, NEGRI e STOPPANI. *Geol. Karte d. Schweiz 1:100000, XXIV*, 1876.
22. TARAMELLI, T. Il canton Ticino meridionale ed i paese finitimi. *Beitr. geol. K. d. Schweiz*, XVII, 1880.
23. TARAMELLI, T. *I tre laghi*. Milano 1903.
24. WEBER, J. *Geologische Wanderungen durch die Schweiz*, III, 1915.

Manuskript eingegangen am 10. September 1934.



Druck Birkhäuser, Basel.

Strichpunktiert = Umgrenzung des Deltas.

Gestrichelt = Isohypsen des mutmasslichen Fels-

Grob punktiert = Deltaterrasse A. [untergrundes.

Mittel punktiert = Deltaterrasse B.

Fein punktiert = Deltaterrasse C.

Fein strichpunktiert = Terrassenränder.

Schwarz

= Anstehender Fels im Bereich
des Deltas links des Cassarate
(rechts nur einige Stellen).

Wellenlinien

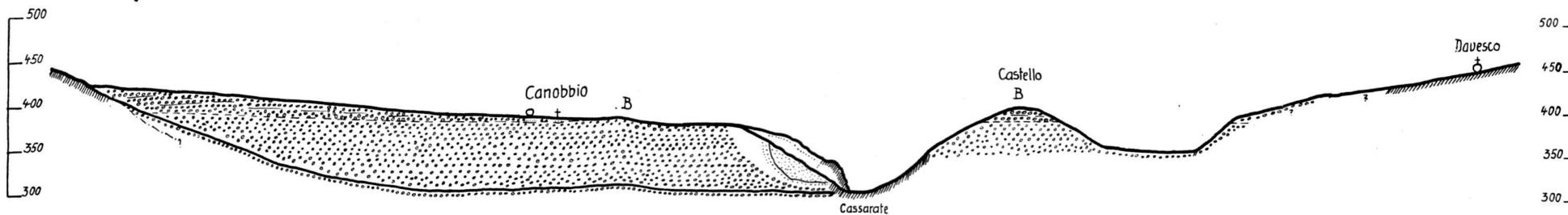
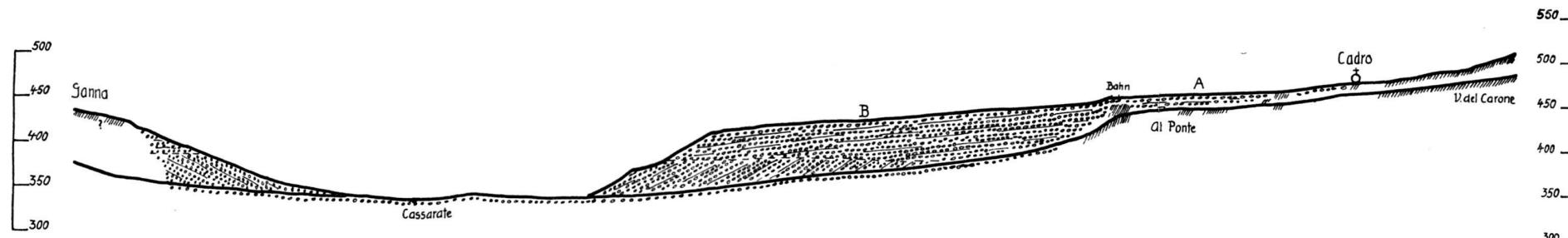
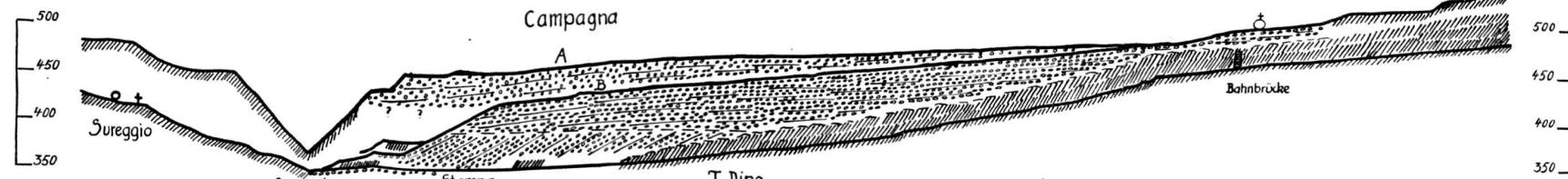
= Moränen im Bereich des Deltas.

Das stadiale Cassarate-Delta

Querprofile durch das diluviale Cassarate-Delta von Canobbio bei Lugano



Masstab
0 50 100 150m



He. 29

Das Delta von Noranco

