

DIE ALPEN IM EISZEITALTER

VON

ALBRECHT PENCK
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
BERLIN

UND

EDUARD BRÜCKNER
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
WIEN

DRITTER BAND

DIE EISZEITEN IN DEN SÜDALPEN
UND IM BEREICH DER OSTABDACHUNG DER ALPEN

LEIPZIG 1909
CHR. HERM. TAUCHNITZ

cänes Alter der grossen Thalfurchen und letztere müssen, nachdem sie eingeschnitten waren, unter den pliocänen Meeresspiegel untergetaucht sein. Der postpliocänen Hebung ging also eine präpliocäne Senkung voraus, und jene ist durch eine quartäre Senkung abgelöst worden. Die inneren Theile des Gebirges scheinen diese Schaukelbewegung nicht mitgemacht, sondern eine ununterbrochene Aufwölbung erfahren zu haben; wenigstens steigen alle Thaltterrassen, so weit sich überblicken lässt, ziemlich steil alpenwärts an. Es macht den Eindruck, als ob die Spannweite der postpliocänen Alpenaufwölbung gewechselt, die Grenze zwischen alpiner Aufbiegung und padanischer Einbiegung hin und her geschwankt habe.

Am Gebirgssaume ist die pliocäne Strandlinie nunmehr ganz verwischt, zerschnitten durch postpliocäne Erosion, mehrfach auch überdeckt durch Anschwemmungen des Eiszeitalters, welche zwischen den Inselbergen am Alpensaume der Gegend von Bergamo und Trescorre Balneario fast 300 m Meereshöhe erreichen.

Die Gliederung dieser Anschwemmungen ist noch vorzunehmen; unser Kärtchen S. 786 bietet eine solche noch nicht. Wir schreiben dort den höchsten Ausläufern der Anschwemmungen ein höheres Alter zu, da nördlich Bergamo die Ziegellehne von Petrosino unfern der Morla eine Flora enthalten, die Sordelli geneigt ist für älter als die letzte Vergletscherung zu halten. Er führt in seiner Flora fossiliis insubrica, S. 205, folgende Arten an: *Phragmites communis* Trin. *Carpinus betulus* L., *Juglans zersiana* Sdll., *Trapa Heeri* Fritsch, *Ceratophyllum demersum* L., sowie einen Coleopteren, *Dytiscus Zersii* Sdll.

V. Der Etschgletscher.

Ausbreitung und Verästelungen.

Einleitung. Geschichte der Erforschung. Literatur. Vintschgauer Gletscher. Oberer Eisackgletscher. Pusterthalgletscher gegen Toblacher Feld. Geschwindigkeit des Pusterthalgletschers bei Bruneck. Gaderthal. Brixener Becken und Grödener Thal. Eisansammlung von Bozen. Nocegletscher im Sulzthal. Avisiogletscher. Eisansammlung bei Trient. Eiszeitliche Schneegrenze zwischen Bozen und Trient. Diffuenz des Etschgletschers. Überfliessen ins Sarcagebiet. Sarcagletscher. Gardagletscher. Überfliessen zur Brenta. Plateau von Lafraun und Asticothal. Assathal und Sette Comuni. Abzweigungen in der Nähe des Pasubio. Etschthalgletscher und Loppiothal. Lokale Gletscher zwischen den Ästen des Etschgletschers, Schneegrenze am Alpensaume. Chiesegletscher.

Einleitung.

Dort, wo die Alpen im Meridiane von Verona ihre grösste, 250 km betragende Breite erlangen, verläuft auch das grösste Querthal ihrer Südseite, das der Etsch. Seine beiden Stammthäler, das von der oberen Etsch durchflossene Vintschgau und das sich mannigfaltig verästelnde Eisackthal, entwässern nicht weniger als 150 km des zentralalpinen Hauptkammes zwischen dem Piz Umbrail angesichts des Ortler und der Dreierherrenspitz in der Venedigergruppe. Beide Stammthäler vereinigen sich bei Bozen. Von hier zieht sich, vorgezeichnet durch den Gebirgsbau in südsüdwestlicher Richtung eine breite Eintiefung bis zum Südfusse des Gebirges, beiderseits noch von mächtigen Erhebungen flankiert. Das ist die Etschbucht. Im Westen gehören Ortler und Adamello mit ihren Schneehäuptern zu ihrer Umrahmung, im Osten die Gruppe der südtiroler Dolomiten. Die ersteren senden ihr oberhalb Trient den Noce zu, dessen Thal anfänglich Sulzberg (Val di Sole), später Nonsberg (Val di Non) heisst; von den Dolomiten kommt der Avisio, welcher nacheinander das Fassa-, Fleims- und Zimmerthal durchfliesst. Unterhalb Trient tritt die Etsch aus der Tiefenlinie der Etsch-

bucht heraus und erreicht in einem enger und enger werdenden Thale den Fuss der Alpen; jene Linie aber setzt sich über den niedrigen Sattel von Terlago zum Gardasee hin fort, dem seinerseits die Sarca zufliesst. Diese orographische Gliederung hat die Entwicklung des grössten Gletschers auf der Südseite der Ostalpen begünstigt. Von den Zentralalpen speisten ihn die Südhänge der Oetzthaler und der Zillerthaler Alpen; Ortler und Adamello sowie ein Teil der südtiroler Dolomiten sandten ihm ihre Zuflüsse. Seine mächtigen Eismassen erfüllten die Etschbucht bis zu ansehnlicher Höhe und erreichten nach Abgabe verschiedener Äste grösstenteils im Gardasee den Fuss der Alpen, wo sie das grösste der südalpinen Moränenamphitheater aufbauten. Unser Kärtchen S. 853 stellt in grossen Zügen die Gesamtausdehnung unseres Gletschers dar und versucht durch Zeichnung von annähernden Isohypsen der Eisoberfläche ein Bild von dessen Höhenentwicklung anzugeben.

Geschichte der Erforschung.

Die Spuren dieses alten Etschgletschers haben frühzeitig schon die Aufmerksamkeit erweckt, und ziemlich reich ist die einschlägige Literatur. Wir stellen sie S. 849 zusammen und verweisen auf die Liste in folgendem durch Nennung der Autoren und der Jahreszahl ihrer Veröffentlichung. Die über ganz Südtirol ausgestreuten erratischen Blöcke wurden bereits von den Forschern bemerkt, welche die geognostische Karte von Tirol für den montanistischen Verein aufgenommen haben. Trinker würdigte sie 1851 und sprach sich angesichts ihrer für die Gletschertheorie aus; 1857 bemerkte Simony Moränen in den innersten Gebirgstälern. 1857 hat ferner Wolf eine Andeutung von der glacialen Entstehung des Gardaseediluviums gemacht. Die erste eingehendere Beschreibung eines grösseren, nämlich des in der Lombardei gelegenen Teiles des grossen Moränenamphitheaters vom Gardasee hat dann 1860 Paglia gegeben und darüber auch später noch mehrere wichtige Abhandlungen veröffentlicht. Bald darnach gedachte G. de Mortillet des Etschgletschers in seiner Gesamtheit; seine Ausführungen liegen denen von E. v. Mojsisovics 1863 zu Grunde und wurden von diesem in einigen Punkten berichtigt. Nunmehr erst setzt im Etschthale ein intensiveres Studium der alten Gletscherbildungen ein. P. Vincenz Gredler beschrieb 1868 die Moränen des Eggenthales. Wenn er auch von einem selbständigen Eggenthalgletscher sprach und nicht gewahr wurde, dass es sich um die Spuren eines riesigen Eisackgletschers handelt, so ist er doch der erste, welcher der Stufenmündungen der Seitenthäler gedenkt. G. Götsch gab bald darauf (1870) eine Beschreibung namentlich der oberen Zuflüsse des Etschgletschers. Er erkennt, dass dieser Zuflüsse aus dem Engadin erhalten hat; er unterscheidet von den „alten“ Moränen der Eiszeit und den „jungen“ der heutigen Gletscher „mittelalte“, die unsern Rückzugsstadien entsprechen. Wohlvertraut mit den Existenzbedingungen heutiger Gletscher, bestimmt er die zu diesen „mittelalten“ Moränen gehörigen Schneegrenzen und erweist praktisch zum ersten Male die Existenz des Daunstadiums. Endlich erörtert er, dass unter Umständen die Gletscher der Seitenthäler an deren Mündung eher das Hauptthal erreichen können, als der Gletscher des letzteren, kurz, Götschs Arbeit eilt in vielen Stücken ihrer Zeit weit voran. Doch bedurfte es zunächst noch weiterer Beweise für die Existenz einer grossen Thalvergletscherung. Solche wurden vornehmlich aus der Gegend von Meran 1872 von Gumbel, 1874 und 1875 von C. W. C. Fuchs beigebracht.

Schätzenswerte Angaben über die Vergletscherung des Etschgebietes lieferte dann die damals intensiver einsetzende geologische Untersuchung Tirols. Mannigfache Einzelbeobachtungen über Gletscherschliffe und Thalverbauung im Vintschgau rühren 1877 von Stache und John her. Eine wahre Fülle wichtiger Daten teilte 1878 Lepsius über das westliche Südtirol mit; sie lassen erkennen, dass Lepsius eine genaue Vorstellung über die Grösse der dortigen Vergletscherung hatte und den Verlauf der einzelnen Eisströme richtig überblickte; weniger zutreffend sind seine Beschreibungen einzelner Ablagerungen. Über den Eisackgletscher hat E. v. Mojsisovics 1879 berichtet. Er hat ferner auf seiner grossen geologischen Karte des östlichen Südtirol zuerst den Versuch einer geologischen Kartierung der ostalpinen Glacialgebilde unternommen. Leider ist sein Vorgehen für die späteren Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt in Südtirol zunächst nicht vorbildlich gewesen. Minimal ist das, was Bittner über die Glacialbildungen der von ihm in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht musterhaft erforschten Gebiete mitgeteilt hat, dürftig das was seither Vacek darüber in seinen Arbeiten und Karten niedergelegt hat. Erst in allerletzter Zeit tragen jüngere Geologen der Wiener Reichsanstalt den Glacialbildungen mehr Rechnung, und manche einschlägige Angabe ist Hammer zu danken. Infolge dieser Vernachlässigung der Quartärbildungen bei der staatlichen geologischen Aufnahme sind wir in erster Linie auf die Beobachtungen einzelner über den alten Etschgletscher in Tirol angewiesen. Im italienischen Südtirol knüpfte sich die Diskussion durch geraume Zeit vornehmlich an eine Gruppe von Ablagerungen, die G. de Mortillet 1860 als Sekundärmoränen beschrieben hatte, und die wir heute als Bergsturstrümmer deuten müssen; daneben standen namentlich infolge des Eingreifens von Stoppani Riesenkessel im Vordergrund der Erörterung. Ein namhafter Fortschritt wurde erst durch Damian erzielt, welcher die Seen Südtirols zum Vorwurfe seiner Studien machend, die Bergsturnatur der Sekundärmoränen de Mortillets erkannte und zahlreiche Einzelheiten über die alte Gletscherverbreitung feststellte. Weitere Angaben sind Blaas zu danken. Er fand 1892 die ersten Anzeichen interglacialer Ablagerungen; sein geologischer Führer sammelt in erschöpfender Weise die Literatur über den tiroler Anteil des alten Etschgletschers wie über ganz Tirol.

Dass auch im Bereiche des zum alten Etschgletscher gehörigen Moränenamphitheaters die Spuren verschiedener Vergletscherungen unterschieden werden könnten, zeigte bereits 1887 Negri im Bereiche des Astico. Dass gleiches auch im Moränenamphitheater des Gardasees möglich ist, setzten wir im *Système glaciaire* auseinander, wo wir den Nachweis der Moränen von drei verschiedenen Vergletscherungen erbrachten. Unsere Darlegungen haben die von Sacco nicht beeinflusst, welcher 1895 in der Folge seiner Veröffentlichungen über südalpine Moränenamphitheater auch das des Gardasees behandelt und eine einschlägige Bibliographie geliefert hat. Seither hat A. Cozzaglio unsere Beobachtungen auf dem westlichen Brescianer Seegelände bestätigt und erweitert; ferner hat E. Nicolis, der Erforscher der Geologie der Provinz Verona, neue Belegstellen für eine Wiederholung der Vergletscherung auf der Veroneser Seite aufgefunden. Endlich ist das Gebiet seitens der geologischen Untersuchung Italiens einer Spezialkartierung unterworfen worden, über welche aber nur kurze Notizen veröffentlicht worden sind.

Die Entstehung des Gardasees ist frühzeitig schon mit der Ausbreitung des alten Etschgletschers in Beziehung gebracht worden, in allgemeiner Weise durch G. de Mor-

tillet, welcher ihn bei seinen Ausführungen über die glaciale Wiederaushöhlung verschüttet gewesener tektonischer Hohlformen mit inbegriff, auf Grund speziellerer Beobachtungen 1864 durch Paglia. Stoppani hat auch unsern See für einen Fjord gehalten, in welchem sich alpine Eismassen ins Pliocänmeer ergossen. Auf die innigen Beziehungen zwischen Gebirgsbau und Auftreten des Sees hat Taramelli 1894 hingewiesen, während 1902 Cozzaglio mit Entschiedenheit für die Entstehung der Seewanne durch glaciale Erosion eingetreten ist. Die Auslotung des italienischen Anteils am Gardasee führte die Kgl. italienische Marine unter der Leitung des Capitän Casanello, die des österreichischen Eduard Richter aus.

Meine eigenen Untersuchungen im Etschgebiete gehen auf das Jahr 1884 zurück, als ich im Verein mit Ed. Brückner orientierende Wanderungen zwischen den Oetzthaler Alpen, Brenner und der Gegend von Bozen machte, die ich 1886 durch solche am Nordende des Gardasees und in der Brennergegend, 1888 durch solche im Vintschgau ergänzte. Eine systematische Untersuchung des Amphitheaters am Gardasee führte ich 1890 aus; 1892, 1894, 1902, 1903, 1904 und 1905 kehrte ich dahin behufs Vornahme von Revisionstouren zurück. 1891, 1896 und 1906 untersuchte ich das Etschthal zwischen Bozen und Ala. 1901 begannen meine in den nächsten Jahren fortgesetzten Studien auf der Ostseite des Bozener Porphyryplateaus und lernte ich das Schnalser Thal kennen; 1902 untersuchte ich die östlichen Abzweigungen des Etschgletschers in das Bereich der Brenta und des Astico, 1903 Nonsberg, Sulzberg und Adamellogebiet, 1906 Ortlergebiet und Judicarien. Nachdem ich bereits 1889 die Glacialablagerungen im Pusterthale kennen gelernt hatte, kehrte ich 1903, 1904 und 1906 behufs Vornahme von Ergänzungstouren dahin zurück; die Ablagerungen im Eisackthale bei Brixen hatte ich bereits 1890 untersucht, 1903 kehrte ich abermals dahin zurück. Mit Ausnahme des Ultenthales, Parseierthales und der Seitenthäler des Pusterthales habe ich alle grösseren Thäler des Etschgebietes im Laufe der Jahre durchwandert.

Literatur.

- Albricci, A. L'anfiteatro morenico del lago di Garda. *Rivista militare italiana* 1897.
 Battisti, Cesare. Il Trentino. Trient 1898. S. 145.
 „ „ e Trener, G. Battista. Variazioni del systema idrografico della valle di Pinè. Le piramidi glaciali de Segonzano. *Tridentum* 1900 fasc. V.
 Blaas, J. Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaciale Ablagerungen bei Meran und Bozen. Diluviale Breccien bei Trient und Arco. *Verh. k. k. geol. Reichsanst.* 1892. S. 219. Glaciale Ablagerungen bei Bruneck, Bergsturz von St. Jacob im Ahrnthale. *Ebenda* S. 250.
 Blaas, J. Vom Eggenthale. *Verh. k. k. geol. Reichsanst.* 1896. S. 227.
 „ Über die geologische Position einiger Trinkwasserquellen in den Alpen. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 1896. S. 59, 194, 217. 1898. S. 135.
 Blaas, J. Geologischer Führer durch die tiroler und vorarlberger Alpen. Innsbruck. 1902.
 Brückner, Ed. Die Eiszeiten in den Alpen. *Geogr. Zeitschr.* X. 1904. S. 569.
 Cacciamali, G. B. Geologia della collina di Castenedolo e connesse questioni dell'uomo pliocenico. Relazione all'Ateneo di Brescia. Brescia 1896.
 Cacciamali, G. B. Giudizi sul mio studio di Castenedolo. *Commentarii dell'Ateneo di Brescia* 1898.
 Casanello, G. Carta idrografica del Benaco compilata dall'ufficio idrografico della Regia marina. 1:50000.
 Corti, B. Foraminiferi e diatomee fossili del pliocene di Castenedolo. *Rend. R. Ist. Lomb.* (2) XXV. 1892.
 Corti, B. Di alcuni depositi quaternari di Lombardia. *Atti Soc. ital. di Sc. nat.* XXXV. 1895. S. 41.
 Corti, B. Sul deposito villafranchiano di Castenedolo. *Ebenda* XXXVI. 1896. S. 87, 88.
 Cozzaglio, Arturo. Osservazioni geologiche sulla riviera bresciana del lago di Garda. *Boll. Soc. geol. ital.* X. 1891. S. 247.
 Cozzaglio, Arturo. Valore e modalità degli spostamenti della regione veneta in confronto della Lombardia. *Commentarii dell'Ateneo di Brescia* 1899 (I).

- Cozzaglio, Arturo. Paesaggi prealpini e le moderne idee della geologia continentale. Boll. club alp. ital. XXXII. 1899 (II).
- Cozzaglio, Arturo. Studi di geologia continentale sui laghi di Garda e di Iseo. Commentarii dell' Ateneo di Brescia per 1900 (1902).
- Damian, J. Spuren früherer Vereisung auf der Maranza und Marzola. Mitt. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins. 1888. S. 149.
- Damian, J. Gletscherspuren im Tierserthale. Zeitschr. d. Ferdinandeum Innsbruck. (3) XXXIV. 1890.
- Damian, J. Die Bergstürze von St. Anna und Castelier in Südtirol. Zeitschr. f. wissenschaftl. Geographie VIII. 1891. S. 171.
- Damian, J. Der Molvenosee in Südtirol. Peterm. Mitt. 1890. S. 262.
- „ Caldonazzo- und Levicosee. Ebenda. 1892. S. 103.
- „ Seestudien. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien XXXV. 1892. S. 471.
- „ Einzelne, wenig gewürdigte Hochgebirgsseen und erloschene Seebecken um Sterzing. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien 1894. S. 1.
- Damian, J. Seestudien. Abhdgn. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. I. 1899.
- Egger, J. G. Fossile Foraminiferen vom Monte Bartolomeo am Gardasee. Jahresb. d. naturh. Vereins Passau XVI. 1895.
- Fischer, Th. Das Moränen-Amphitheater des Gardasees. Peterm. Mitt. 1898. S. 1.
- Frech, Fritz. Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. Zeitsch. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins 1903. S. 1.
- Frech, Fritz. Über den Gebirgsbau der Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wissensch. Erg.-Hefte z. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins II. 1. 1905.
- Fuchs, C. W. C. Studien aus der Umgebung von Meran. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins V. 1874. S. 162.
- Fuchs, C. W. C. Die Umgebung von Meran. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1875. S. 872.
- „ Geologische Karte der Umgebung von Meran. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins VI. 1875. S. 66.
- Götsch, G. Der alte Etschgletscher. Zeitschr. d. D. Alpen-Vereins I. 1869/70. S. 589.
- Gredler, V. Die Urgletschermoränen aus dem Eggenthale. XVIII. Progr. k. k. Gymnasium Bozen. 1867/68.
- Gredler, V. Über den Seiseralpengletscher der Vorzeit und seine Trümmer bei Seis. Corresp.-Blatt d. zool. min. Vereins Regensburg. XXVII. 1873. S. 6.
- Greim, G. Über einen postglacialen Gletscherstand im Schnalserthale. Mitt. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins. 1895. No. 19.
- Gümbel, W. Gletschererscheinungen aus der Eiszeit (Gletscherschliffe und Erdpfeiler im Etsch- und Innthale). Sitzber. math. phys. Cl. kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. München. 1872. S. 223.
- Gümbel, W. Naturwissenschaftliches aus der Umgebung von Gardone Riviera am Gardasee. In Heinzelmann, Gardone Riviera. München 1895.
- Günther, Siegmund. Glaciale Denudationsgebilde im mittleren Eisackthale. Sitzber. d. math. phys. Cl. kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. München. XXXII. 1902. S. 459.
- Hammer, W. Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst. 1905. S. 1.
- Hammer, W. Eine interglaciale Breccie im Trafoier Thale. Verhdgn. k. k. geol. Reichsanst. 1905. S. 1.
- Hammer, W. Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. LVI. 1906. S. 497.
- Koken, E. Bewegung grosser Schichtmassen durch glacialen Druck. Centralblatt f. Min. u. Geol. 1900. S. 115.
- Lacger, de. Essai sur le Tyrol méridional. Études de géographie physique. I. 2. Paris 1905.
- Lepsius, Richard. Das westliche Süd-Tirol, geologisch dargestellt. Berlin 1878. S. 139—147.
- Löwl, Ferd. Über den Terrassenbau der Alpenthäler. Peterm. Mitt. 1882. S. 141.
- Mojsisovics, E. v. Die alten Gletscher der Südalpen. Mitt. d. Ö. Alpen-Vereins I. 1863. S. 155.
- „ Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879. S. 136.

- Mortillet, G. de. Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes. Atti Soc. ital. Sc. nat. III. 1861. S. 44.
- Müllner, Joh. Eiszeitliche Untersuchungen auf dem Toblacherfelde und im Sextenthale. Mitt. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins 1897 Nr. 21.
- Müllner, Joh. Die Seen am Reschen-Scheideck. Geogr. Abh. VII, 1. Wien 1900.
- Negri, Arturo. L'anfiteatro dell' Astico e l'epoca glaciale nei sette comuni. Atti R. Ist. Veneto di Scienze etc. (6) V. 1887. S. 589.
- Negri, Arturo. Carta geologica della provincia di Vicenza. 1901 (Club alp. ital. Sezione di Vicenza).
- Nicolis, Enrico. Note illustrative alla carta geologica della provincia di Verona. Verona 1882.
- Nicolis, Enrico. Idrografia sotterranea nell' alta pianura Veronese. Verona 1884.
- " Il bacino aquigene di Pastrengo Veronese. Atti R. Ist. Veneto di scienze, lettere ed arti (7) III. 1892.
- Nicolis, Enrico. Depositi quaternari nel Veronese. Ebenda (7) VI. 1895.
- " Sugli antichi corsi del fiume Adige. Boll. Soc. geol. ital. XVII. 1898. S. 7.
- " Triplice estensione glaciale al oriente del lago di Garda. Atti R. Ist. Veneto (8) I. 1899. S. 315.
- Nicolis, Enrico. Terrazzi e formazioni diluviali in rapporto col bacino di Garda. Ebenda. (8) II. 1900. S. 381.
- Nicolis, Enrico. Successione stratigrafica nella porzione orientale nell' anfiteatro morenico del Garda. Boll. Soc. geol. ital. XX. 1901. S. LIV.
- Omboni, Giovanni. Di due antichi ghiacciai che hanno lasciato le loro tracce nei Sette Comuni. Atti R. Ist. Veneto (5) II. 1876. p. 1093.
- Paglia, Enrico. Colline di terreno erratico al sud del lago di Garda. Atti Soc. ital. Sc. nat. I. 1860. S. 337.
- Paglia, Enrico. Sulla morena laterale destra dell' antico ghiacciajo dell' Adige. Ebenda VI. 1865.
- Paglia, Enrico. I terreni glaciali nelle valli alpine confluenti od adjacenti al bacino del Garda. Atti R. Ist. Veneto (5) I. 1875.
- Paglia, Enrico. Il Villafranchiano nei dintorni del Lago di Garda. Rendic. R. Istituto lombardo (2) XXII. 1889.
- Parona, C. F. Trattato di geologia. Mailand (1904). S. 644 ff.
- Pavesi, P. Geografia fisica. Notizie batometriche sui laghi d'Orta e d'Idro. Rend. R. Ist. lomb. (2) XVIII. 1885. S. 261.
- Penck, A. Der Brenner. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpen-Vereins XVIII. 1887. S. 1.
- Penck, A., Brückner u. du Pasquier. Le système glaciaire des Alpes. Neuchâtel 1894.
- Penck, A. Glacialexkursion in die Ostalpen. S. 93 in Teller, Führer f. die Exkursionen in Österreich d. IX. internationalen Geologenkongress. Wien 1903.
- Ragazzoni, G. B. La collina di Castenedolo sotto il rapporto antropologico, geologico ed agronomico. Comm. Ateneo di Brescia 1880.
- Richter, Ed. Seestudien. Geogr. Abh. VI. 2. Wien 1897.
- Rumor, Seb. u. Liroy, Paolo. Bibliografia geologica della provincia di Vicenza bei Negri, Carta geologica della provincia di Vicenza.
- Sacco, Federico. Il villafranchiano al piede delle Alpi. Boll. R. comitato geol. 1886. S. 421.
- " L'anfiteatro morenico del lago di Garda. Annali R. Accademia d'Agricoltura di Torino XXXVIII. 17. Nov. 1895 (1896).
- Sardagna. Ghiacciaj antichi del Trentino. Ann. Soc. Alp. Tridentina 1872. S. 71.
- Simony, Friedr. Über die Alluvialgebilde des Etschthales. Sitzber. k. Akad. d. Wissensch. Math. nat. Cl. XXIV. 1857. S. 455.
- Stache u. John. Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XXVII. 1877. S. 143 (158).
- Staudigl, E. Die Wahrzeichen der Eiszeiten am Südrande des Gardasees. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. XVI. 1866. S. 479.

- Stella, A. Sui terreni quaternari della valle del Po in rapporto alla carta geologica d'Italia. Boll. R. Comitato geologico XXVI. 1895. S. 108.
- Stella, A. Rilievo plastico dell' anfiteatro Morenico del lago di Garda. Boll. Soc. geol. ital. XVIII. 1899. S. XXII.
- Stoppani, Ant. Geologia d'Italia II. L'era neozoica. Mailand 1880. S. 90.
- Suess, Eduard. Geologisches Profil der Eisenbahn von Bozen nach Innsbruck. Verhdgn. k. k. geol. Reichsanst. 1867. S. 188.
- Taramelli, Torquato. Dell' esistenza di un' alluvione preglaciale nel versante meridionale delle Alpi in relazione coi bacini lacustri e dell' origine dei terrazzi alluvionali. Atti R. Ist. Veneto (3) XVI. S. 2193. 1870.
- Taramelli, Torquato. Geologia delle provincie venete. Roma 1882. Atti R. Acc. dei Lincei (3) XIII. 1881—1882.
- Taramelli, Torquato. Della storia geologica del lago di Garda. Atti I. R. Accademia degli Agiati in Rovereto XI. 1893 (1894).
- Taramelli, Torquato. Considerazioni geologiche sul lago di Garda. Rend. R. Ist. lomb. (2) XXVII. 1894. S. 148.
- Toldo, G. Sezioni geologiche riguardante la coltre alluvionale padana. Boll. Soc. geol. ital. XX. 1901. S. 579.
- Tommasi, A. I nostri pozzi tubolari dal punto di visto geologico. Mantua 1897.
- Tornquist, Alexander. Das vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901. S. 148.
- Trener, G. B. e Battisti, C. Il lago di Terlago e i fenomeni carsici delle valli della Fricca del Dess e dei Laghi. Tridentum. I. fasc. I u. II. Trient 1898.
- Trinker, J. Über die Verbreitung von erratischen Blöcken in dem südwestlichen Teil von Tirol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. II. 1851. S. 74.
- Vacek, M. Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder, Bl. Cles 20. IV. Trient 21. IV. Rovereto u. Riva 22. IV.
- Vacek, M. Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe. Verhgn. k. k. geol. Reichsanstalt 1898. S. 208.
- Vacek, M. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Roveredo. Ebenda. 1899. S. 184.
- Vacek, M. Exkursion durch die Etschbucht. In Teller, Führer für die Exkursionen in Österreich d. IX. intern. Geologen-Kongresses. Wien 1903.
- Wolf, H. Diluvium am Gardasee. Jahrb. k. k. Reichsanst. VIII. 1857. S. 162.
- Zieger, Fr. I nuovi pozzi glaciali di Vezzano e di Madruzzo. Rivista Tridentina. VI. 3 1906.

Vintschgauer Gletscher.

Die Wurzel des Etschgletschers liegt am Passe von Reschenscheideck. Wir haben bereits S. 275 gesehen, wie sich hier ein mächtiger Ast vom Innngletscher löste. In rund 1000 m Mächtigkeit überschritt er die Felsschwelle des Passes von Reschen und schliff sie ab. Mit diesem stattlichen Arme des Innngletschers vereinte sich bereits auf der Höhe von Reschen ein mächtiger Gletscher der Oetzthaler Alpen, der noch wenig erforschte des Langtaufferer Thales; weiter strömte ihm durch das Münsterthal Engadiner Eis zu, welches so hoch angeschwollen war, dass es die obersten Gletscher des ihm tributären Muranza-Thales über das Wormser Joch (2512 m) in das Addagebiet drängte. Möglicherweise wurden die Münstertaler Eismassen auch über die tiefen Pässe der Spölalpen vom Innngletscher gespeist (vergl. S. 276). Weitere gewaltige Zuflüsse wurden dem Etschgletscher sodann aus den Ortler Alpen zu teil, woraus sich erklärt, dass gegenüber der Mündung des aus letzteren kommenden Suldenthaler die glaciale Rundung des Etschthalgehanges an der Köpfelplatte noch bis 2400 m reicht. Auch weiterhin senkte sich die Oberfläche des Vintschgauer Eises nur langsam; es war so hoch angeschwollen, dass es in stattlicher Breite den Marlinger Berg, der in das Etschknie von Meran einspringt, zu überfluten vermochte.



Nebenkarte: Vergletschert gewesene Gebirgstelle Firnkämme Unvergletschertes Gebirge
 Altmoränen mit Sockel von Hochterrassenschottern Jungmoränen Jung-Endmoränen Marines u. kontinentales Pliocän Älterer u. jüngerer Deckenschotter Niederterrassenschotter Interglacial von Varone
 Glaciale Stauseen a. Westufer d. Gardasees Glaciale Überflutungen Seespiegel im Gletschergebiet (Gardasee)
 Thalsohlen im Gletschergebiete Alter Etschthalsee. Maßstab 1:500 000
Hauptkarte: Thalglacier der Würm-Eiszeit mit Isohypsen von 100 zu 100 m Firnkämme Glacial-schotter der Würm-Eiszeit Unvergletschertes Gebirge Maßstab 1 : 700.000

Karte des Etschglaciers 1:700 000 und des Moränenamphitheatrs am Gardasee 1:500 000.

Rundhöckerformen reichen hier über 2000 m und bis zu dieser Höhe verzeichnet C. W. C. Fuchs (1875) Moränen. Weithin vermochte sich der Etschgletscher daher über die Bozener Porphyrberge zu verbreiten. Dabei traf er sich mit seinem bedeutendsten Zuflusse, dem Eisackgletscher.

Oberer Eisackgletscher.

Dieser hatte seinen Ursprung am Brenner. Hier bildete, wie unser gegenüberstehendes Kärtchen erkennen lässt, die zentralalpine Vergletscherung eine ansehnliche Einsattelung. Ob sich in letzterer Eismassen aus dem Inngebiete nach Süden bewegten, wie ich 1887 aussprach, kann ich heute noch weniger aufrecht erhalten, als S. 277. Der Eisackgletscher hat im Sterzinger Becken jedenfalls eine ähnliche Höhe erreicht, wie der Sillthalgletscher in der Gegend von Steinach und Matri nördlich des Passes. Zwar verlieren sich auf den Abhängen des Saun (2086 m) nordöstlich von Sterzing die erratischen Gesteine bereits in 1560 m, also noch tiefer als am Abfalle des Hühnerspiel, wo ich sie 1887 bis 1800 m verfolgte; aber der Saungipfel selbst gleicht einem Rundhöcker und der zum Hühnerspiel ziehende Grat trägt bis mindestens 2300 m Formen der Eistrundung. Dass das Eis im Sterzinger Becken bis zu solcher Höhe angeschwollen war, erhellt auch daraus, dass es einen Teil der Gletschermassen aus dem Ratschinges Thale über den Jaufen (2090 m) ins Passeierthal drängte; diese erreichten am genannten Passe mindestens 2200 m Höhe. In etwa gleicher Höhe floss das Eis aus dem Sterzinger Becken ab: Es erfüllte nicht bloss das enge Eisackthal von Franzensfeste, sondern flutete auch über die nördlich angrenzenden Höhen und frachtete Schieferbrocken auf die Granitkuppen des „Alten Karl“ (2041 m) und der Ochsenalm (2118 m) unweit des Valser Joches. Darnach setzen wir die obere Gletschergrenze in der Gegend von Sterzing in rund 2300 m, bei Franzensfeste, wo das von der Rienz durchflossene Pusterthal in das Eisackthal mündet, in rund 2200 m Höhe an.

Der Jaufenpass macht dort, wo man ihn zwischen St. Leonhard und Sterzing überschreitet so wenig den Eindruck eines vom Eise überflossen gewesenen Passes, dass ich 1887 daran zweifeln konnte: Man steigt von Süden steil herauf und quert den Sattel nicht an seiner tiefsten und breitesten Stelle, sondern an einer schmalen Partie, dort, wo er firstähnlich wird. Geht man von hier westwärts, so erreicht man eine breitere Passfläche mit Rundhöckerformen, die stellenweise südöstlich gerichtete Schrammen zeigen und erratische Blöcke tragen.

Pusterthalgletscher gegen Toblacherfeld.

Die Eisentwicklung im Pusterthalgebiete wurde in erster Linie durch den mächtigen Gletscher des Taufererthales beherrscht. Von der Südseite der Zillerthaler Alpen kommend, war er so hoch angeschwollen, dass er in der Gegend von Taufers die Thalgehänge noch bis 2400 m Höhe rundete, und bei Bruneck erstreckt sich seine übertiefte Bahn dermassen in das Pusterthal hinein, dass dessen oberste Partie hier stufenförmig gegen sie abfällt. In einer grossen Schlinge ersteigt die Eisenbahn diese Stufe, welche ein Hochpusterthal begrenzt. Letzteres erstreckt sich bekanntlich über die Thalwasserscheide des Toblacher Feldes (1210 m) aus dem Gebiete der Rienz in das der Drau hinüber; der Etschgletscher konnte daher hier ausgiebig mit dem Draugletscher in Berührung kommen. Mächtige jüngere Schuttmassen hindern, wie Müllner bereits ausgeführt hat, auf der Passhöhe zu entscheiden, ob hier ein Überfliessen in der einen oder andern Richtung stattgefunden hat; der Umstand aber, dass am Abfalle des Helm (2434 m), der wie ein Pfeiler zwischen das obere

Drau- und das Sextenthal vorspringt, Gneissgeschiebe nach Müllner bis 1900 m Höhe vorkommen, macht sicher, dass ein Überströmen von Eis aus dem Etschgebiete ins Draugebiet stattgefunden hat, von wo aus es aber alsbald teilweise über den Kreuzberg (1638 m) ins Piavegebiet gelangte. Mutmasslich sind es die Eismassen des bei Welsberg ins Pusterthal einmündenden Gsieserthales gewesen, welche diesen Weg einschlugen, nachdem sie den breiten Rücken des Eggerberges gegen Toblach hin überflutet hatten. An der Mündung des Gsieserthales steigen denn auch die Formen der glazialen Rundung im Pusterthale am höchsten, nämlich bis 2400 m Höhe an. Wir setzen daher hier die Pusterthaler Eisscheide an, westlich von der heutigen Wasserscheide, die ihrerseits gegenüber der früheren nach Westen gerückt ist. Von hier aus senkte sich das Pusterthaler Eis etwas rascher nach Osten hin, wo die Rundung der Gehänge am Helm sich auf 2200—2300 m erhebt, langsamer nach Westen hin, wo wir seine Spuren bei Bruneck bis rund 2300 m Höhe verfolgen können. Wie hoch es aber über dem Toblacher Felde angeschwollen war, so vermochte es doch weder längs der obersten Rienz noch über den Sattel von Plätzwiesen (1991 m) in das Bereich der Ampezzaner Dolomite einzudringen, noch gar hier in das Gebiet des Boite und Ansiei zu gelangen. Mächtige Eismassen der Dolomite wehrten ihm den Eintritt.

Noch an drei weiteren Stellen hat eine Berührung der Eismassen des Etschgebietes mit denen des Draugebietes stattgefunden, nämlich am Klammljoche (2291 m), am Staller Sattel (2055 m) und am Gsieser Thörl (2200 m), drei Übergängen, die aus dem zur Drau gehörigen oberen Defereggenthale ins Rain-, Antholzer- und Gsieserthal führen. Die Darstellung der österreichischen Spezialkarte macht an allen drei Orten zweifellos, dass ein Überfließen von Eis, das bis 2500 m Höhe reichte, stattgefunden hat.

Geschwindigkeit des Pusterthalgletschers bei Bruneck.

Bei Bruneck hat der Pusterthalgletscher noch den Gipfel des Kronplatzes (2272 m) überflutet. Wir schliessen dies nicht bloss aus der gerundeten Form dieses Berges, sondern vor allem aus der Tatsache, dass auf seiner gewölbten Gipfel- fläche typische gekritzte Schiefergeschiebe in moränenähnlichen Ablagerungen vorkommen. Dabei finden sich erratische Gesteine, Gneisse der Tauern, nur bis 1720 m am Abfalle gegen Bruneck, bis 1860 m gegen die Furkel im Südosten. Wir haben hier wie an der Schmittenhöhe (vergl. S. 260) und wahrscheinlich auch am Saun unweit Sterzing den Fall, dass ein Gletscher über einen Gipfel hinwegging, ohne dessen Oberfläche mit erratischem Materiale zu überschütten, ein Fall, der dort eintritt, wo der Gletscher in seinen oberen Lagen aus reinem Eise besteht, also auf eine namhafte Entfernung eine ununterbrochene Firnoberfläche besessen hat. Der Abstand zwischen den höchsten erratischen Blöcken und der oberen Eisgrenze zeigt uns die Mächtigkeitszunahme des Eises von der Stelle an, wo jene ununterbrochene Firnoberfläche einsetzte. In unserm Falle beginnt letztere auf der rechten Seite des Pusterthales in rund 2400 m Höhe; hier bestehen die Gipfel zugleich aus jenem älteren Gneisse, der die Erratika geliefert hat. Das ist im Minimum 12,5 km vom Kronplatze entfernt. Also eine Zunahme der Gletschermächtigkeit von 400 m auf mindestens 12,5 km Weglänge. Das deutet auf eine ausserordentlich langsame Eisbewegung, die auf höchstens 100 m im Jahre zu veranschlagen ist.

Nehmen wir an, der mittlere jährliche Eiszuwachs sei im Jahre soviel gewesen, wie die gesamte jährliche Niederschlagsmenge der Gegend heute — rund 900 mm Regen, gleich 1 m Eis —

so würde jene Mächtigkeitszunahme in 400 Jahren erfolgt sein. In dieser Zeit hätte das Eis mindestens 12,5 km zurückgelegt, also jährlich mindestens 31 m. Bei grösserem Niederschlage wäre der jährlich zurückgelegte Weg entsprechend grösser anzunehmen. Wir werden jedoch sehen, dass wir den eiszeitlichen Niederschlag nicht wesentlich grösser als den gegenwärtigen veranschlagen dürfen. Ebenso ergibt sich die Geschwindigkeit in der Masse grösser, als die Weglänge der Erratika grösser ist, als hier im Minimum angenommen. Nun liegen die Vorkommnisse alten Gneisses, aus denen die höchsten erratischen Gesehiebe plausibler Weise hergeleitet werden können, im Antholzer Thale höchstens 20 km vom Kronplatze entfernt. Darnach wäre unter den andern gemachten Voraussetzungen die anzunehmende Maximalgeschwindigkeit des Eises 50 m im Jahre.

Wer die Schwierigkeiten der Bestimmung erratischer Höhen kennt, wird als unsichersten Posten unserer Rechnung den Abstand zwischen obersten erratischen Blöcken und oberer Eisgrenze ansehen. Wie oft findet man doch bei anderer Wegwahl die obersten erratischen Gesteine erheblich höher und wie oft ist man doch im Bereiche älterer Gesteine im Zweifel darüber, was als erratisch zu gelten hat. Es würde mich darum nicht wundern, wenn spätere Besucher am Nordostabfalle des Kronplatzes noch höher gelegene Erratika auffinden würden. Aber wenn sie auch erst 200 m unter dem Gipfel aussetzen sollten, oberhalb welcher Höhe sie schwer zu übersehen sind, so würde man doch für eine zurückzulegende Weglänge von 12,5–20 km eine Zeitdauer von 200 Jahren anzunehmen haben, also eine Eisgeschwindigkeit von 62–100 m im Jahre.

Wenn wir auch nach diesen Darlegungen die Unsicherheit unseres Ergebnisses kennen, so glauben wir doch durch vorstehende Diskussion gezeigt zu haben, dass wir durch scharfe Beobachtung des Abstandes zwischen Eisoberfläche und erratischer Grenze einen Einblick in die Grössenordnung der eiszeitlichen Gletschergeschwindigkeit in den Nährgebieten erhalten können, und dass jene in den grossen alpinen Längsthälern nicht grösser gewesen ist, als sie bei den grösseren der heutigen Alpengletscher ist.

Gaderthal.

Den Kronplatz überflutend, konnte der Pusterthalgletscher in das Gaderthal eindringen, das eine Einsenkung von stattlicher Breite zwischen den Grödener und Ampezzaner Dolomiten darstellt. Ich selbst verfolgte zentralalpine Gesteine, Gneisse und Tonalite, von der Furkel zwischen Kronplatz und Dolomiten herab nach Enneberg und dann thalauswärts ins Pusterthal; ich konnte mich ferner vergewissern, dass weder im unteren Vigilerthale noch im Gaderthale bei Zwischenwasser Kalkmoränen vorkommen. Darnach hege ich keine Bedenken, die Glimmerschieferblöcke, welche v. Mojsisovics am Wege von Pederova zum Armentararücken, sowie die Granitblöcke, die v. Richthofen in der Gegend von St. Cassian noch in 1600 m (5500 Fuss) Höhe aufgefunden, für Erratika zu halten, die uns bezeugen, dass Pusterthaler Eis bis in die oberen Verzweigungen des Gaderthales gekommen ist. Aber ausdrücklich hebt v. Richthofen hervor, dass die Findlinge nicht ins Cordevoletal gebracht sind; das zentralalpine Eis hat den Sattel von Campo lungo nicht mehr überschritten; es ist ferner, wie ich selbst feststellen konnte, auch nicht über das Grödener Jöchl (2137 m) in das Grödener Thal gelangt. Dagegen hat es zweifellos die Schieferberge überschritten, welche weiter im Norden das Gaderthal vom Brixener Becken scheiden. Sie haben durchaus die Rundung des Kronplatzes, kaum dass sich am Astjoche oder Grabnerberge (2198 m) Ansätze zu schärferen Formen finden. Hiernach hat auch der Pusterthalgletscher das Brixener Becken in rund 2200 m Oberflächenhöhe erreicht.

Das Eindringen zentralalpinen Eises fast bis an die Wurzeln des Gaderthales erinnert an das Eindringen des Etschgletschers in die beiden Lenothäler bei Rovereto und verdient noch nähere Untersuchung. Ist doch das obere Gaderthal von mächtigen Dolomitstöcken umsäumt, welche sicher bedeutenden Eismassen Ursprung gaben. Wir wissen nichts über den Verlauf der letzteren.

Sind sie vom eindringenden Pusterthaleise unterschoben und dann nach Süden und Osten gedrängt worden? Das würde erklärlich machen, dass zentralalpines Eis nicht nach Gröden und Buchenstein gelangte.

Brixener Becken und Grödener Thal.

Der vereinigte Eisack-Pusterthalgletscher bildete im Becken von Brixen eine grosse Eisansammlung, die, nach den Formen glacialer Rundung zu urteilen, bei sehr geringem Gefälle durchschnittlich mehr als 2100 m Höhe erreicht hat. Sie vermochte daher die Erhebung der Plose (2561 m) östlich von Brixen gänzlich zu umfluten, die ihr aus ihren zahlreichen nordwärts geöffneten Karen Zuflüsse zusandte. Nach Mitteilung der Herren Götzinger und Hassinger strandete sie hier die obersten erratischen Blöcke am Nordafalle des Plosebühl in kaum 1900 m Höhe. Weiter südwärts ward das Bett des Eisackgletschers eingeengt, im Westen durch die Porphyrrhöhen der Sarnthaler Alpen, im Osten durch die Grödener Dolomiten. Von jenen sind ihm sicher Eismassen zugeflossen, von diesen strömten ihm solche namentlich aus dem Grödener Thale zu; doch drang, wie bereits v. Mojsisovics bemerkte, das zentralalpine Eis bis nach St. Ulrich, ja er verfolgte Blöcke von Brixener Granit „aufwärts bis zu dem 2000 m hohen Joche zwischen Raschötz und Sotschiada“ (Jochscharte der reambulierten Spezialkarte, 2155 m) und im Grödener Thale unterhalb St. Ulrich; das Plateau der Seiser Alpe wurde jedoch nicht mit Eisackthaler Gesteinen bedeckt; es dankt die bis zum Gipfel des Puflatsch (2176 m) reichende Zurundung seiner Oberfläche, auf welche bereits Gümber 1872 hingewiesen hat, lokalem Eise, das einzelne grosse, von v. Mojsisovics beobachtete Kalkblöcke heranfrachtete.

Eisansammlung von Bozen.

Der Schlern (2565 m) bezeichnet den südlichen Grenzpfiler des Eisackgletschers: westlich von ihm verschmolz er über der sich allmählich auf 1200 m herabsenkenden Porphyrrplatte des Sarnthaler Gebirges mit dem Etschgletscher zu einem riesigen, 40 km breiten Eisstrom, dessen Westufer durch das Hochjoch (2424 m) neben dem Marlinger Berge bezeichnet wird. Die Oberfläche dieses Eisstromes dürfte bei Bozen in rund 2000 m gelegen gewesen sein; überschüttete er doch die höchsten Kuppen der Porphyrrplatte südöstlich Bozen, wie den Taltbühl (1759 m) bei Welschnofen, mit zentralalpinem Materiale und strandete er ferner solches unter den Rosengartenwänden, wie bereits Damian 1890 bemerkte, in beinahe 2000 m, genau genommen in 1940 m Höhe. Gletscherschliffe sind allerdings auf dem Porphyrrplateau sehr selten. Ich fand solche am Krummeck (1113 m) bei Oberbozen; sie weisen hier nach Südwesten.

Dank seiner ausserordentlich grossen Mächtigkeit konnte der vereinte Etsch-Eisack-Gletscher auch den Mendelrücken überfluten, der sich mauerartig westlich vom Etschthale unterhalb Bozen erhebt, und in das untere Nocethal oder Nonsberg eindringen, wo er mit den Eismassen des oberen Nocethales oder Sulzberges zusammentraf. Porphyrgeschiebe bezeichnen seine Bahn. Sie liegen sowohl auf der Höhe des Penegal, (1738 m), wie auch an den Nordhängen des M. Roën (2115 m), wo sie stud. O. Lehmann noch 50 m über der Roënalpe (1769 m) fand. Darnach hat lediglich der genannte Berg, sowie vielleicht weiter im Süden der Montecello (1859 m) aus dem Gletscher hervorgeragt und die grösste zusammenhängende inneralpine Eisfläche

unterbrochen, die wir kennen. Ihre Breite verschmälerte sich nach Süden zu auf knapp 30 km in der Gegend von Lavis, wo sich im Westen die Brentagruppe, im Osten die Ausläufer des Porphyrkammes auf der Südseite des Avisio mit stattlichen Höhen der Etsch nähern. Bis dahin senkte sich die Oberfläche des Etschgletschers auf etwa 1800 m Höhe herab. Vom Zusammenflusse des Etsch- und Eisackeises, der bereits nördlich von Bozen in 2100 m Höhe erfolgte, bis hierher war das Gefälle der grossen 1500 qkm messenden Eisansammlung etwa 300 m auf 15 km Entfernung, also nur 7 ‰. Wie hoch sie aber auch über der Sohle des heutigen Etschthales angeschwollen war, sie lag noch tief im Vergleiche zu den beiderseits befindlichen Eismassen, die ihr im Nocethale aus der Ortler- und Adamellogruppe, im Avisiothale aus den Dolomiten zuflössen.

Nocegletscher im Sulzberg.

Gewaltig war der Gletscher, der das obere Nocethal oder Sulzberg (Val di Sole) erfüllte. Am Nordgehänge des Tonalepasses zwischen Ortler- und Adamellogruppe hinterliess das Eis, wie wir S. 824 bemerkten, erratische Blöcke in 2400 m Höhe; höher noch reicht die Rundung der Gehänge. Letztere steigt an der Mündung des Rabbithales noch auf 2200 m, und gewiss wurde der Monte Cles, der in das Noceknä von Cles zwischen Sulzberg und Nonsberg einspringt, vom hochangeschwollenen Eise bis an die Wände des M. Peller (2320 m) überflutet; deuten wir die Geländedarstellung auf der österreichischen Spezialkarte richtig, so ging dasselbe auch südlich vom genannten Berge über das Joch von 2107 m Höhe. Bis in dieses Niveau dürfte das Sulzberger Eis beim Passieren des M. Cles beim Eintritt in die grosse Eisansammlung der Gegend von Bozen gereicht haben.

Avisiogletscher.

Sehr hoch ist auch das obere Avisiothal mit Eis erfüllt gewesen. In seinem obersten Abschnitte, dem obersten Fassathale, sind die Gehänge bis 2400 m hinauf gerundet. Selbst die aussichtsreiche Rodella (2486 m) hat Rundformen, aber auf dem benachbarten Sellajoche (2218 m) finden sich keinerlei sichere Spuren eines Eisüberganges zwischen dem Grödener- und Fassathale. Bei Moëna hat der Pizmeda (2203 m) noch die Form eines grossen Rundhöckers; gerundet sind ferner die Südostgehänge des Rosengarten bei Masare bis 2300 m hinauf, und der Karrerpass (1741 m) macht schon von Ferne den Eindruck, dass er vom Eise in ansehnlicher 400—500 m betragender Mächtigkeit überschritten worden ist, welches sich vom Fassathal auf das Bozener Porphyrl plateau ergoss. Dafür sind sichere Beweise vorhanden. Auf der Passhöhe liegt eine kleine Moräne mit Fassaner Material, und auf der Südseite des Passes hat der zur Cima Poppa führende Promenadenweg in 2100 m Höhe auf einem Augitporphyrgänge einen deutlichen nordwestwärts gerichteten Gletscherschliff erschlossen. In gleicher Richtung läuft auch noch ein Gletscherschliff westlich der Passhöhe auf dem Quarzporphyr, der für das Karrersee-Hotel ausgebeutet worden ist. Um Predazzo endlich hat das Eis im Avisiothale gewiss noch 2000 m Höhe überschritten; die Costa di Viezzana (1984 m), die sich von der Viezzana zum M. Mulat (2151 m) zieht, verrät schon von der rechten Thalseite Anzeichen des Eisschliffes, und ein typisch geschrammtes Dolomitgeschiebe auf dem Satteljoch (P. Feodo 2123 m) deutet darauf, dass die von der gerundeten Südostflanke des Latemar, vom Monte Feudale, herabkommenden Eismassen mächtig genug waren, um ins Val di Stava überzutreten.

Erreichte aber im oberen Avisiothale das Eis über 2000 m Meereshöhe, so musste es nicht bloss über den Karrerpass zum Etschgletscher direkt abfliessen, sondern auch mit den Eismassen des östlich benachbarten Cordevolethales auf den verschiedenen dahin führenden Pässen in Berührung kommen, so auf dem Pordoiyoche (2250 m) am Fusse der Sellagruppe und auf dem Fedajapasse (2047 m) am Nordabfalle der Marmolata, so ferner vor allem auf dem altberühmten Passe von S. Pellegrino (1910 m). Es ist mir nicht möglich gewesen, diese Pässe zu besuchen. Auf dem weiter südlich gelegenen Pass Valles (2032 m), der nördlich von der Pala-grouppe aus einem Seitenthale des Avisiothales von Paneveggio am Travignolo nach Cencenighe am Cordevole führt, finden sich aber unzweifelhafte Spuren des Gletscherüberganges nach Osten hin, und zwar sind es die Eismassen vom obersten Teile der rechten Thalseite des Travignolothales, welche hier ihren Weg über den Sattel nahmen, zahlreiche südöstlich gerichtete Schrammen auf dessen Sandstein einfurchten und ihn mit Porphyrböcken überstreuten. Nördlich vom Passe zeigt auch der M. Pradazzo (2278 m) noch deutliche Rundbuckelformen, und auf seinem roten Porphyre fanden sich Geschiebe eines härteren grünen. Hiernach ist auch das oberste Travignolothal über 2200 m hinauf mit Eis erfüllt gewesen und letzteres konnte, wie wir später sehen werden, sowohl über den Rollepasse (1984 m) als auch über den Colbriconpasse (1902 m) in das Cismonethal zum Brentagebiete abfliessen.

Man hat auf der rechten Seite des oberen Travignolothales die unverkennbaren Spuren einer eiszeitlichen Plateauvergletscherung. Der Südabfall der C. Predazzo bildet eine grossartige Rundhöckerlandschaft, deren Eis es wahrscheinlich gewesen ist, das den vorgelagerten M. Pradazzo (2278 m) und den Pass von Valles überflutete. Grossartig sind ferner die Gletscherspuren am Südabhänge der Lusia (2491 m). Die Rundhöcker reichen bis zum Gipfel hinauf und zahlreiche Gletscherschliffe auf dem oberen Teile der Lusia-Alp verraten, dass bis zur Höhe von 2100 m herab die Eisbewegung nach Südwesten gerichtet, also noch nicht durch einen wesentlich höher angeschwollenen Thal-gletscher beeinflusst war. Dieser Plateauvergletscherung auf der Südseite des Kammes zwischen Travignolo- und Pellegrinothal steht die Entwicklung von Kargletschern auf der Nordseite desselben Kammes gegenüber. Die Karsohlen liegen in 2100—2200 m Höhe, weisen also auf einen so hoch angeschwollenen Thal-gletscher. Der Lusia-Pass (2056 m) zwischen Pellegrino- und Travignolothal musste unter solchen Umständen unter Eis begraben sein. In der Tat trägt er bis zur Sattelhöhe herauf erratische Porphyrböcke, die möglicherweise von der Lusia stammen.

Ganz andere Züge zeigt der Kamm auf der Südseite des Travignolothales. Er ist ausgezeichnet durch ziemlich lange trogähnliche Furchen, welche statt der Kare auftreten. Sie sind die Bahnen kurzer, aber steiler Seitengletscher, welche mit steilem Gefälle dem hochangeschwollenen Thal-gletscher zuflossen, an dessen Saume aber ihre Erosionskraft verloren. Die nähere Feststellung der Morphologie beider aus Bozener Porphyrböcken gebildeten Kämme ist eine dankenswerte Aufgabe.

Wie hoch das Eis im Avisiothale unterhalb Predazzo im Fleimserthale gestanden, bedarf noch näherer Untersuchung. Sicher ist, dass es keinen Zufluss vom grossen inneralpinen Eisse der Etschbucht erhielt. Auf den Pässen, die vom Bozener Porphyrplateau ins Fleimsthal führen, auf dem Reiterjoche (1991 m) zwischen Latemar und Zangenberg sowie auf dem Lavazéjoche zwischen letzterem und Weisshorn fehlen zentralalpine Geschiebe; ja auf dem Reiterjoche vermisst man sogar das häufigere Auftreten von Dolomitgeschieben vom Latemar, das zu gewärtigen wäre, wenn dessen Eis nach Süden geflossen wäre; auf beiden Pässen finden sich nur Geschiebe aus der Nachbarschaft, namentlich solche von Quarzporphyr, am Reiterjoche auch solche von Angitporphyr, mutmasslich von Lokal-gletschern herbeigebracht, wie solche namentlich vom Zangengebiete auch während späterer Stadien der Eiszeit ausgegangen

sind. Erst unterhalb Cavalese, dort wo das Avisiothal den Namen Zimmerthal, Val di Cembra, annimmt, ist sein Gletscher in den Etschgletscher gemündet, welcher den schmalen Rücken zwischen Etsch- und Zimmerthal überflutete und noch auf dem Gipfel der Sattelwand (Königswiese der Spezialkarte, 1623 m) zentralalpine Blöcke ablagerte. Erheblich weiter südlich fand Herr Onestinghel in Trient östlich vom Avisiothale am Abfalle der Cost' alta (1957 m) erratische Blöcke noch in 1700 m Höhe; die Vereinigung der Eismassen dürfte hiernach in etwa 1900 m erfolgt sein.

Eisansammlung bei Trient.

Unterhalb Lavis hält die Einschnürung des Etschgletschers weiter an. Seine grosse Mächtigkeit gestattet ihm zwar noch, in Nachbarthäler überzufließen, aber er vermag die dazwischen gelegenen langen Rücken nicht mehr zu überschreiten. Sie stellen sich ihm wie mächtige Pfeiler entgegen, die ihn aufstauen und in Arme spalten. Der erste dieser Pfeiler ist der lange Rücken der Paganella zwischen Etschthal und Molvenosee. Mein Freund Prof. Zini in Trient fand unterhalb der Malga die Zambana (1787 m) und bei der Malga dei Fai (1663 m) noch fremde Gesteine, deren obere Grenze darnach hier in rund 1700 m Höhe anzusetzen ist. Vom südlichen Ausläufer des Paganellazuges, dem Monte Gaza, sind ferner schon durch Lepsius erratische Blöcke am Abfalle gegen Molveno in 1550—1600 m Höhe bekannt geworden, deren jüngst erst wieder Zieger gedachte. Der zweite Pfeiler ist der Rücken des Bondone auf der rechten Seite des Etschthales unterhalb Trient. Bereits Damian erwähnt 1890 erratische Blöcke auf den Bondonewiesen bis zur Höhe des Überganges (1571 m) zwischen dem Palon (2090 m) und dem Cornetto (2180 m); Vacek gibt hier auf Blatt Trient der geologischen Spezialkarte ein ausgedehntes Vorkommen von „Diluvium“ an; Herr Onestinghel in Trient berichtet nur, dass er hier und am Nordabfalle der Rosta erratische Blöcke bis über 1600 m Höhe hinauf verfolgt hat. Der dritte Pfeiler endlich ist das Massiv der Filadonna (2150 m) südöstlich von Trient. Herr Dr. Trener teilte mir mit, dass an dessen Nordabfalle noch oberhalb der Derocca-Alp (1560 m) in rund 1600 m Höhe erratisches Material vorkommt. Darnach war der Etschgletscher in der Umgebung von Trient noch nicht unter 1600 m herabgesunken. Damian (1888) fand auf dem isolierten Berge, der sich östlich der Stadt erhebt, auf dem Gipfel nördlich der Marzola (1737 m), der die Höhenzahl 1736 m trägt, noch erratische Porphyr-, Sandstein- und Schiefergesteine.

Die Funde von der Marzola sind höher, als die übrigen aus der Gegend von Trient mir bekannt gewordenen, deren Höhe allerdings nicht mit gleicher Schärfe zu ermitteln war. Sollten spätere Untersuchungen ihre aussergewöhnlich hohe Lage bestätigen, so würden sie, wenn sie nicht einer früheren Vergletscherung entstammen, vielleicht gestatten, die Wölbung der Eisoberfläche einmal genauer festzustellen.

Eiszeitliche Schneegrenze zwischen Bozen und Trient.

Deutlich erkennen wir, dass das für das Bozener Becken charakteristische geringe Eisgefälle bis Trient reicht und höchstens eine minimale Steigerung erfährt. Aber viel langsamer als die einstige Gletscheroberfläche senkt sich der Boden des Etschthales, und die Mächtigkeit des darüber befindlichen Eises nimmt ab, von rund 1700 m auf weniger denn 1500 m. Wir haben keinen Grund anzunehmen, dass diese Mächtigkeitsabnahme durch verschiedene Mächtigkeit der Thalzusüttung wett gemacht würde. So sehen wir denn oberhalb der erwähnten drei Pfeiler, die

den Eisabfluss stauen mussten, anstatt einer zu gewärtigenden Zunahme der Eismächtigkeit eine ausgesprochene Abnahme derselben. Wir folgern daraus, dass bereits zwischen Bozen und Trient die Ablation an der Oberfläche des Etschgletschers zu zehren begann und dass sie, wenn nicht ganz, so doch gutenteils unter der eiszeitlichen Schneegrenze lag. In der Tat stellen sich denn auch unterhalb Trient deutlich ausgesprochene Ufermoränen am Gletschersaume ein.

Die mutmassliche Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze, die sich also für die Gegend zwischen Bozen und Trient ergibt, etwa 1800—2000 m, ist grösser, als diejenige, die wir für den Südrand der Alpen im Etschgebiete kennen lernen werden. Dies weist auf ein Ansteigen jener Grenze gebirgseinwärts, wie wir es auf der Nordseite der Alpen bereits wiederholt beobachtet haben, und wie es mit der heutigen Schneegrenze gerade im Etschgebiete in ausgesprochener Weise stattfindet. Im Einklange mit unserem Ergebnisse steht, dass die Pfeiler, die den Etschgletscher bei Trient spalten, keine Kare aufweisen, also nicht lokale Gletscher genährt zu haben scheinen. Weitere Untersuchungen finden in der Feststellung dieser Tatsache, sowie in einer genaueren Ermittlung der erratischen Grenzen noch lohnende Aufgaben.

Diffluenz des Etschgletschers.

Die Pfeiler, welche den Etschgletscher oberhalb Trient stauten, lösten ihn in vier Zweige auf, von denen sich die beiden westlichen und der östliche dem Etschthale entfremdeten. Die beiden ersteren flossen ins Sarcagebiet, der letztere ins Brentagebiet über. So haben wir es denn bei Trient mit einer ganz grossartigen Diffluenz zu thun. Aber diese wird dadurch kompliziert, dass die abgezweigten Eismassen sich mit solchen der Nachbarthäler, in die sie überflossen, vereinigten.

Überfliessen ins Sarcagebiet.

Ausserordentlich deutlich sind die Bahnen zu erkennen, auf welchen der Etschgletscher Äste ins Sarcagebiet entsandte. Das Nonsberger Längsthal setzt sich zwischen Paganella und Brentagruppe in einer Thalung fort, die überdies nördlich der Paganella am Fausior gegen das Etschthal geöffnet ist und in die von der Sarca durchflossenen Thalweitung von Stenico führt. Gletscherschliffe in der Gegend von Andalo sowie zahlreiche Tonalitblöcke verraten den südwestlich und südsüdwestlich gerichteten Pfad des Eises, der weiter südlich unter den Wassern des Molvenosees und des diesen aufstauenden Bergsturzes begraben liegt. Wie ein grosser Trichter öffnet sich nördlich von Trient der Sattel von Terlago zwischen Paganella und Bondone, als echte Diffluenzstufe fällt er steilwandig im Durchschnitte 500 m hoch gegen das Etschthal ab; lediglich ein schmaler Einschnitt, die Buca di Vela, führt dahin hinab. Die Passoberfläche ist eine grosszügige Rundhöckerlandschaft. Zwischen den Felsbuckeln liegen flache Wannen; an zahlreichen Stellen verraten Gletscherschliffe, dass auf dem Passe das Eis nach Südwesten floss, und zahlreiche Porphyrgeschiebe machen seinen Etschthaler Ursprung zweifellos. Vielfach ist aber die Rundhöckerlandschaft auch verkarstet, oberflächlich karrig geworden, und der See von Terlago erfüllt eine echt glaciale Wanne, die gleich einer Karstwanne auf unterirdischen Abfluss angewiesen ist. Seine Tiefe schwankt daher erheblich; während Damian im Winter 13,8 m lotete, fanden Trener und Battisti im Sommer nur 9,3 m. Ein deutliches, in 480 m Höhe gelegenes Delta nahe der Strassenhöhe zwischen Vigolo und Vezzano vergewissert, dass der See, bevor seine Wasser einen unterirdischen Auslass zur Ischia-Quelle bei Trient fanden, einst die Wanne gänzlich erfüllt hat, deren Boden er heute bei einer Spiegelhöhe von 416 m (Spezialkarte) einnimmt.

Südlich von der Passhöhe bewegte sich das Eis mehr in südsüdwestlicher Richtung und fiel über steile Stufen zum Sarcathale herab, wo es sich ebenso wie der dem Molvenoseethale folgende Ast des Etschgletschers mit einem eigenen Eisstrom traf. **Sarcagletscher.**

Der Sarcagletscher kam aus der Adamellogruppe, deren Gletscherreichtum wir noch heute bewundern. Wie hoch das eiszeitliche Eis hier im Quellthale der Sarca, dem Val di Genova stand, ist noch nicht ermittelt. Jedenfalls war es so hoch angeschwollen, dass es aus diesem hervorquellend die Ostseite des breiten Rendenathales, in dem die Sarca zwischen Pinzolo und Tione der Judicarienlinie folgt, zu überfluten vermochte. Lepsius erwähnt, dass hier der Breg del Oro, den wir für identisch mit dem Sabion (2100 m) der Spezialkarte halten, lediglich auf seiner Kuppe frei von Gletscherschutt ist; stud. O. Lehmann teilt mir mit, dass Tonalitblöcke ins Val Dalgone gefrachtet sind; er verfolgte ihren Pfad von Pinzolo aus nördlich vom M. Toff vorbei über die Malga Stablei (1574 m) dahin, wobei er sie bis 1630 m Höhe antraf. Lepsius ferner berichtet, dass Tonalitblöcke auch südlich der Toffspitze vorbei aus dem Rendenathale ins Manezthal gefrachtet und 2200' über der Thalsole bei Fista, also in 1200—1300 m Höhe häufig sind, was mit Beobachtungen von Vacek (1898) harmoniert. So hoch war das Eis am Pinzolo angeschwollen, dass der Nocegletscher nicht über den Sattel von Campiglio (1515 m) ins Sarcathal überfließen konnte; dieser Sattel war, wie Lepsius ausdrücklich hervorhebt, Eisscheide. Aber bei Tione war der Sarcagletscher doch nicht mächtig genug, um über den Sattel (1582 m) zwischen dem Altissimo (2128 m) und der C. Sera (1908) ins Marsathal sich zu erstrecken; er hat, wahrscheinlich durch lokale Gletscher gehindert, nicht einmal die nördlich davon gelegene breite Hochfläche von Stablo (1477 m) erreicht. Dagegen drängte er weiter westlich den Gletscher des Breguzzothales über den Sattel von Roncone (820 m) ins Chiesegebiet und floss im Osten über den Duronepass (1033 m), wo zahlreiche erratische, bereits von Lepsius bemerkte Blöcke umherliegen; ich konnte sie an der Westseite des Passes nicht wesentlich über 1200 m Höhe verfolgen; aber der Nachbarberg M. S. Martino (1447 m) zeigt bis hinauf Rundhöckerformen, weswegen wir annehmen, dass das Sarca-Eis beim Betreten des weiten Beckens von Stenico etwa 1500 m Oberflächenhöhe besessen habe. Hier traf es sich mit dem im Molvenoseethale übergeflossenen Aste des Etschgletschers und empfing zweifellos kräftige Speisung von der Brentagruppe. Durch drei Pforten floss es ab: Ein kräftiger Arm folgte, wie Gletscherschliffe lehren, dem Lauf der Sarca zwischen M. Gazza (1842 m) und M. Casale (1623 m), ein zweiter dem Thale von Lommaso in der Richtung auf Arco, ein dritter dem Thale von Ballino in der Richtung auf Riva; alle drei Äste liefen mit dem Gletscherarme zusammen, der sich oberhalb Trient vom Etschgletscher losgelöst hatte und nach Überschreitung des Sattels von Terlago dem Sarcathale folgte. Die Vereinigungen geschahen bei Alle Sarche, wo heute die Sarca aus engem Durchbruchthale in die breite Furche übertritt, welche sich in Fortsetzung des Sattelthales von Terlago zum Gardasee zieht, ferner bei Arco und bei Riva angesichts des genannten Sees.

Gardagletscher.

Man darf wohl annehmen, dass sich etwa ebenso viel Sarca-Eis wie Etsch-Eis

zu jenem grossen Gletscher vereinigte, der im Gardaseethale bis zur Poebene reichte. Er ist häufig, z. B. von de Mortillet, als eigentlicher Etschgletscher bezeichnet worden; doch verraten zahllose Tonalitgeschiebe an seiner Westflanke, welch grossen Anteil das Sarcathal an seiner Geburt hatte, während die Massen von Porphyrgeschieben die Herkunft seiner Ostflanke aus dem Etschgebiete sicherstellen, weswegen es nicht rätlich ist, mit Stoppani bloss von einem Sarcagletscher zu sprechen. Wir wollen den durch Vereinigung starker Äste des Etschgletschers mit dem Sarcagletscher entstandenen Eisstrom als Gardagletscher bezeichnen. Sein Bett engte ihn am oberen Ende des Gardasees zwischen dem Nordende des M. Baldozuges und den Bergen von Riva auf weniger denn 8 km Breite zusammen. In dieser Enge reichte seine Oberfläche noch bis über 1300 m; sie hatte also von Alle Sarche an ein Gefälle von etwa 14 ‰, doppelt so viel als der Etschgletscher um Trient; dann fiel sie, wie wir im nächsten Kapitel sehen werden, jäh bis zum Fusse des Gebirges ab, um hier wieder sich sanfter zu senken.

Überfliessen zur Brenta.

Ebenso wie nach Westen fand ein Überfliessen des Etschgletschers nach Osten, zur Brenta statt. Der Diffluenzstufe von Terlagio auf der einen Seite steht die von Trient auf der andern gegenüber. Auf ihr fliesst der Fersenbach oder Fersina der Etsch zu; der von ihm in der Gegend von Pergine abgezweigte Mühlgraben rinnt aber in den See von Caldonazzo und damit der Brenta zu, so niedrig ist die Wasserscheide. Ein zweites beiderseits stufenförmig abbrechendes Thal zieht sich weiter südlich am Fusse des Massivs der Filadonna von der Etsch bei Materello zur Brenta bei Caldonazzo, nämlich Valsorda. Durch dieses wie auch längs des unteren Fersenbaches gelangte Etscheis ins Brentagebiet; vor allem aber ergossen sich in letzteres jene Gletschermassen, welche die Porphyrrhöhen links der Etsch überfluteten und den Avisiogletscher mit sich schlepten: Die nordöstlich von Trient zwischen Avisio und Fersenbach gelegene, unter 900 m Höhe bleibende Porphyrrplatte ist eine Rundhöckerlandschaft von skandinavischem Charakter mitten in den Alpen. Alles weist darauf, dass hier Etsch- und Avisio-Eis vereint der trichterförmigen Erweiterung des oberen Brentathales südlich von Pergine zuströmten.

Plateau von Lafraun und Asticothal.

Noch bevor diese Eismassen aus unserer Weitung in das östlich gerichtete, engere Brentathal oder Val Sugana einbogen, wo sie mit den Gletschern der Cima d'Astagruppe zum eigentlichen Brentagletscher verwachsen, der nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Trener bei Strigno auf dem M. Lefre erratisches Material noch in 1400 m Höhe hinterliess, bot sich ihnen ein Ausweg nach Süden. Zwischen dem Massiv der Filadonna und dem in der C. Dodici (2338 m) hoch aufgebogenen Nordrande des Plateau der Sette Comuni tritt das 1200—1400 m hohe Plateau von Lafraun (Lavarone) unmittelbar ans obere Brentathal heran, dessen Eis hier noch bis 1550 m Höhe reichte, wie eine Ufermoräne am Ostabfalle des Hornberges (Cornetto 2052 m) gegen Lafraun bezeugt. Zahlreiche erratische Blöcke sowie südwärts gerichtete Schiffe verraten bei Lafraun, dass ein Gletscherast von stattlicher Breite auf jenes Plateau übergetreten ist. Von diesem stürzte er sich einerseits in das tief eingeschnittene Asticothal. Hier hat Negri 1887 seinen Pfad weiter verfolgt: er hat an der Mündung des Assathales bei Castelletto (845—887 m) und gegenüber bei

Tonezza (992 m) deutliche Ufermoränen gefunden und schliesslich um Arsiero ein kleines Moränenamphitheater nachgewiesen, in welchem unser Ausläufer des Etschgletschers in 350 m Höhe hart am Rande der Poebene endete. Die Moränenwälle krümmen sich östlich Arsiero thalabwärts, und vor ihnen liegt ein mächtiger Übergangskegel von Glacialschottern; doch beobachtete Negri auch eine ältere Nagelfluh, die er einer älteren Vergletscherung zuschreibt. Westlich Arsiero krümmt sich der Wall von S. Rocco (478 m) thalaufwärts in das Thal der Posina; auch ihm liegt eine Schotterfläche vor, die bei Peralto und Castana eine typische Stauterrasse im Thale der Posina bildet. Es breitete sich der Asticogletscher bei Arsiero hammerförmig aus und verbaute das Thal von Posina. Schräge geichtete Schotter inmitten des Zungenbeckens östlich Arsiero verraten, dass hier zeitweilig ein See bestanden hat. Sowohl die Posina beim Betreten als auch der Astico beim Verlassen des Zungenbeckens durchschneiden Fels; doch liegen neben ihren heutigen Thälern die verschütteten älteren. Es handelt sich also nicht um Felschwellen in der Umrahmung des Zungenbeckens, sondern um epigenetische Thalstrecken. Eine solche findet sich auch an der Posina neben der Schotterterrasse von Peralto. Alle diese epigenetischen Thalstrecken liegen auf der Sonnenseite der verlassenen.

Assathal und Sette Comuni.

Ein Teil des auf die Hochfläche von Lafraun übergetretenen Eises hat sich auch über den Sattel von Vezena (1402 m) ostwärts in das Assathal erstreckt. Herr Trener teilte mir mit, dass dieser Sattel mit erratischen Gesteinen überstreut ist, und Negri hat 1887 weiter thalab gelegene Spuren dieses Gletscherastes beschrieben, welcher sicher auch, wie bereits Negri bemerkt hat, Zuflüsse vom hohen Nordrande des Plateaus der Sette Comuni, z. B. durch das Portulethal, erhalten hat. Konvergierende Ufermoränen bezeichnen bei Roana (992 m) und Camporovere (1059 m) westlich von Asiago sein Ende. Neben dem Assagletscher hat, wie Omboni zuerst dargethan und Negri näher ausgeführt, ein zweiter in die Gegend von Asiago gereicht, nämlich der Nosthalgletscher, welcher auf dem Plateau der Sette Comuni wurzelte und daher nur Kalkmaterial frachtete. Seine Umrahmung liegt nur eine kurze Strecke weit über 2000 m hoch; seine grossen Ufermoränen reichen bis 1000 m herab und lassen nur Raum für eine sehr schmale Gletscherzunge zwischen sich. Hiernach darf man auf eine Höhe der Schneegrenze von 1500 bis 1600 m schliessen.

Südlich von den Gletscherzungen des Assa- und Nosthales hat Negri in der weiteren Umgebung von Asiago nicht selten einzelne Geschiebe von Porphyr und kristallinischen Schiefern gefunden. Bis an das Asticothal reichend, weisen sie auf eine einstige grössere Ausdehnung des Assagletschers, während welcher dieser mit dem Asticogletscher in Berührung trat. Dass die östlichen von ihnen vom Brentagletscher von Valstagna her auf unser Plateau gebracht worden seien, wie Negri annimmt, erscheint uns nicht bewiesen.

Abzweigungen in der Nähe des Pasubio.

Die im Etschthal gebliebenen Eismassen erfuhren unterhalb Trient noch weitere Abzweigungen. Tiefe Einschnitte zwischen den Plateaus der Sette und der Tredici Comuni boten dazu auf seiner linken Seite mehrfach Veranlassung. Die erste Ab-

zweigung geschah bei Calliano; ein Ast des Etschgletschers floss über Folgareit (Folgaria) hinüber auf das Plateau von Lafraun, dem Asticogletscher zu. Das Massiv der Filadonna war also gänzlich von Eis umgeben. Bei Serrada trat unser Ast mit dem Eise in Berührung, das sich von Rovereto aus ins Terragnolothal, also in das Lenogebiet drängte; der Finocchio (1603 m) bei Rovereto war daher auch eine Insel in der Vergletscherung; ausgezeichnet entwickelte Ufermoränen legen östlich von ihm am Abfalle des Doss del Sommo (1671 m) die obere Gletschergrenze in 1470 m Höhe fest. Höher eine lehmige Karstoberfläche, tiefer Rundbuckelformen, auf denen ein Gletscherschliff bei Serrada bezeugt, dass ein Überfließen des Eises zum Thal des Leno von Terragnolo stattgefunden hat. Hier finden sich Quarzporphyrgeschiebe bis an den Nordfuss des Borcolapasses (1208 m), der ins Posinathal hinüberführt; ich traf solche noch an der Quelle nördlich vom Passe in 1000 m Höhe als sicheren Beweis dafür, dass ein Ast des Etschgletschers bis hierher gelangte. Aber ins Posinagebiet sind keine fremden Gesteine gebracht worden; unser Ast hat den Pass nicht überschritten, sondern hat stumpf im Terragnolothale geendet. Gleiches geschah mit dem Zweige, der sich ins Thal von Vallarsa erstreckte. Auch hier sind Quarzporphyrgeschiebe durch das ganze Thal gebreitet bis fast auf die Höhe des Piano della Fugazza (1165), der hinüber ins Gebiet der Leogra führt. Ich fand sie auf der tiroler Seite bis 1180 m hinauf, traf aber kein einziges auf der Vicentiner Seite. Etscheis hat den Pass nicht überflossen.

Diese stumpfen Enden des Etschgletschers sind nicht ohne weiteres zu verstehen. Wir können uns denken, dass ein Gletscher bis zum Anfang eines Seitenthales sich erstreckte und hier dicht an der Wasserscheide endete. Dann müssen aber die Schmelzwasser dieser Zunge einen Ausweg gehabt haben; sie müssen, wie es oft geschehen ist, über die Hintergehänge jenes Thales geflossen sein. Aber davon finden sich weder am Borcolapasse noch am Piano della Fugazza irgend welche Anzeichen. Denkbar wäre allerdings, dass hier im Kalkgebirge die Schmelzwasser unterirdisch abgelaufen seien, wie heute die des Karls-Eisfeldes auf dem Dachsteinplateau. Aber es darf auch nicht vergessen werden, dass unsere beiden Zungen des Etschgletschers zwischen Bergen von ansehnlicher Höhe geendet haben, welche ihrerseits Gletscher tragen mussten. Es liegt uns daher am nächsten, hier wie im Gaderthalgebiete eine Unterschiebung des Etschgletschers unter die Lokalgletscher des Terragnolo- und Vallarsathales anzunehmen, welche hier wie da bis hart an die Grenzen des Thales reichte, sodass dessen eigene Gletscher förmlich an die Wand gepresst waren und über die Wasserscheide überfließen mussten. Solches scheint am Borcolapasse geschehen zu sein. Nicht nur hat die Passhöhe jene breite Rundung, welche so viele vom Eise überflossen gewesen Pässe besitzen, sondern wir treffen auch südlich von ihm im Posinathale die Spuren eines Lokalgletschers, der bis Cervi (598 m) gereicht hat. Es ist sehr wohl denkbar, dass er über den Borcolapass hinweg vom Terragnolothale aus gespeist wurde. Auch der Piano della Fugazza hat, wie sein Name schon sagt, eine breite Passfläche. Aber ich konnte mich nicht vergewissern, dass von ihm auch Eis ins Leograthal gelangt sei, wenschon es nicht an Anzeichen dafür fehlt, dass sich hier ein kleiner Gletscher bis S. Antonio (551 m) erstreckt hat.

Etschthalgletscher und Loppiothal.

Das Oberflächengefälle des Etschthalgletschers wurde durch die geschilderten Abzweigungen nicht sichtlich beeinflusst. Viel massgebender war, dass sich das Etschthal, ganz unähnlich den meisten grossen Alpenthälern, gegen seinen Ausgang hin mehr und mehr verschmälert; seine Mündung ist verkehrt trichterförmig. Mehr und mehr wurde daher sein Gletscher eingeengt; sein Querschnitt, unterhalb Trient zwischen dem Massive der Filadonna und dem Bondonerücken noch 6 km breit, hielt sich bis unterhalb Mori noch in ähnlichen Maassen, dann ward er bei Ala durch die Vignola, einen

östlichen Vorsprung des M. Baldo-Zuges auf einmal auf 3 km verringert. Durch das nun folgende Engthal war der Abfluss des Eises gehindert, dieses blieb thalaufwärts noch bis über 1300 m gestaut; es hinterliess, wie mir die Herren Hassinger und Götzingen mitteilten, westlich von Brentonico am Abfalle des Campo eine deutliche Ufermoräne in 1320 m Höhe, und in dieser Höhe zieht sich eine Schliffkehle nördlich der Vignola entlang. Wir haben also von Trient bis hierher nur ein Eisgefälle von etwa 13 ‰; im Engthale unterhalb Ala war es dreimal so steil (40 ‰); vom Wege auf die lessinischen Berge hinauf zur „Sega“, unweit Avio, sieht man eine deutliche Ufermoräne an der Malga Buragno (1176 m); man verlässt hier das Gletschergebiet in 1000 m Höhe. Tiefer erratische Blöcke und nicht selten Gletscherschliffe, höher Karstformen. Weiter abwärts vermochte das Eis nicht mehr die schmalen Rücken zu überschreiten, die die rechte Seite des Etschthales begleiten; es kam nicht hinauf nach Spiazzi (836 m) und Madonna della Corona (774 m); erst hart am Fusse des Gebirges konnte es ihn überfluten.

Das durch die Enge des unteren Etschthales bei Rovereto und Riva noch hoch gespannte Eis konnte durch das sich im Durchschnitte nur auf 220 m erhebende Querthal von Loppio zwischen dem Bondonerücken und dem M. Baldozug mit dem Gardagletscher ausgiebig in Berührung kommen. Fehlen auch zwingende Beweise, so spricht doch die ganze Konfiguration des Landes dafür — die Breite der Kontakte war an der Eisoberfläche 7 km —, dass ein guter Teil Etschthaler Eises durch jenes Querthal in die Gardaseefurche abgeflossen ist.

Lokale Gletscher zwischen den Ästen des Etschgletschers; Schneegrenze am Alpensaume.

Die Erhebungen, zwischen welchen sich der grosse Etschgletscher zersplitterte, waren hoch genug, um eigene Gletscher zu tragen. Neben den kleinen Gletscherzungen in der Fortsetzung der beiden Leno-Äste hat der Ostabfall der mächtigen Erhebung des Pasubio (2236 m) und seiner Nachbarn in den vicentiner Alpen noch eine Menge kleinerer Gletscher genährt. Ein solcher wurzelte in dem grossen Felsenzirkus am Ostabfalle des M. Obante (2043) und zog sich ins Agnothal herab, wo wir bei Parlati (629 m) oberhalb Recoaro gekritzte Geschiebe, beim letztgenannten Orte aber eine typische Niederterrasse fanden. Ein solcher Gletscher setzt eine Höhe der Schneegrenze von 1400 m Höhe voraus.

Auf eine ähnlich tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze am Ostabfalle der Vicentiner Alpen weisen Spuren höchst eigentümlicher Gletscher hin, auf welche zuerst Tornquist 1901 aufmerksam gemacht hat. Am Fusse der steilen Wände, mit welchen der Hauptdolomit über den Wengerer Schichten abbricht, finden sich ihre Trümmer in Form von deutlichen Wällen, welche die Anordnung von Stirnmoränen kleiner Hängegletscher haben oder wenigstens am Fusse eines verschwundenen Schneefleckens abgelagert worden sind. Beispiele der ersteren Anordnung hat Tornquist aus der Gegend von Recoaro beigebracht; weitere Beispiele liefert die Fussregion der Wände des M. Forni Alti (2026 m) in der Gegend von Posina; typisch ist der halbmondförmig gebogene Wall am Fusse des Soglio Rosso (1871 m) nordöstlich des Piano della Fugazza; dagegen dürfte der am Fusse des M. Majo (1500 m) zwischen Posina und Laghi bei Xausa befindliche Trümmervorsprung die Basis eines verschwundenen Schneefleckes sein.

Nicht alles, was Tornquist als Moränen beschrieben und kartiert hat, kann als solche gelten. So trage ich Bedenken, die Schuttablagerung, welche sich nördlich Schio am Südostabfall des Summano (1299 m) bis nach Timonchio (224 m) herabzieht, als Moräne zu erklären: Inhaltlich fehlen gekritzte Geschiebe und äusserlich Wallformen. Es liegt hier ein grosser Schuttstrom vor, wie er heute noch z. B. vom Agno oberhalb Recoaro aufgeschüttet wird. Ein ganz ausgezeichneter solcher Schuttstrom liegt zwischen Recoaro und Valli dei Signori bei Staro: mächtige grobe Trümmermassen mit breiter steil ansteigender Oberfläche, deren Lehmbedeckung auf höheres Alter weist. Vielleicht sind sie mit Breccien auf der Höhe unmittelbar nordwestlich von Valli dei Signori, sowie bei Contrada Cavion im Leograthale im Beziehung zu bringen, vielleicht auch mit den Ablagerungen von Ramaise, am Westende unseres Schuttstromes, die Tornquist als Moränen deutet. Es ist unverkennbar, dass während der Eiszeiten die Zerstörung der Dolomitwände im Vicentinischen viel lebhafter vorstatten ging als heute, und dass die entstandenen Trümmer sich nicht bloss in Wallform am Saume von Gletschern und Schneefeldern ablagerten, sondern auch von Wassern ergriffen und eine Strecke weit fortgeschafft wurden, bis sie liegen blieben; indem sich dies wiederholte, entstanden die grossen Schuttströme, von denen ich den von Staro einer älteren Eiszeit zuweisen möchte.

Neben dem Agnogletscher scheint in den lessinischen Bergen das Iassithal einen Gletscher gehabt zu haben. Er wurzelt an der Cima Carega (2263 m) und zeigt im Gegensatze zu den übrigens aus minder grosser Höhe kommenden Thälern der lessinischen Berge eine von Nicolis (1882) verzeichnete Schotterterrasse.

Lokale Gletscher dürfte endlich auch der M. Baldo-Zug getragen haben. Sein First nimmt in der Umgebung des M. Maggiore (2200 m) und des Altissimo (2073 m) Karlingcharakter an. Wie weit aber in den Karen sich Gletscher erstreckt haben, ist noch nicht festgestellt. Nach der Höhenlage der Karsohlen möchte ich auf eine eiszeitliche Schneegrenze in 1700 m schliessen, also auf eine erheblich höhere Lage derselben als am Ostabfalle der Vicentiner Alpen. Der letztere stellt heute die Regenseite dar, die viel wasserreicher und grüner ist als die Umgebung des Gardasees. Die Nähe der Adria macht sich im Vincentinischen viel mehr geltend als in den Veroneser und Brescianer Bergen. So wiederholen sich am Südabfalle der Alpen in der Lage der eiszeitlichen Schneegrenze Züge, die an solche der gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse erinnern, wie denn auch im Etschgebiete wie auf der Nordseite der Alpen ein Ansteigen jener Grenze nach dem Innern des Gebirges hin sich geltend macht.

Chiese-Gletscher.

In das Gefolge des grossen Etschgletschers gehört auch der Gletscher des Chiesethales. Dieser wurzelte gleich dem ihm benachbarten Sarcagletscher in der Adamellogruppe und erfüllte eines von deren grossartigen Trogthälern, das menschenleere Val di Fumo, welches weiter abwärts den Namen Val di Daone annimmt. An der Grenze beider Thalstücke dürfte das Eis, nach der Darstellung von Aegerter's Karte (Zeitschrift d. D. u. Oe. Alpenvereins 1903) zu urteilen, noch über 2000 m Höhe erreicht haben. Aber beim Erreichen der Judicarienlinie war seine Oberfläche bereits auf etwa 1400 m herabgesunken. Hier bekam es einen mächtigen Zufluss über den Sattel von Roncone aus dem Sarcagebiete. Dieser Sattel folgt der genannten tektonischen Linie zwischen der Sarca im Rendenathale und dem Chiese in Val Buona; gegen beide Thäler fällt er stufenförmig ab. Dabei trägt er den Formenschatz eines vom Eise ausgestalteten Längssattels; langgedehnte Rippen sind herausgearbeitet und dazwischen schmale Furchen eingetieft, in denen, gestaut durch Schuttkegel, kleine Wasseransammlungen auftreten. Das ganze ist überstreut mit z. T. ganz riesigen Tonalitblöcken, welche ich unweit der Sattelhöhe am Abfalle der Maima (1705 m)

gegen Lardaro bis 1425 m Höhe verfolgte. Höher noch, bis gegen 1500 m, steigen hier Ufermoränen an. Die Verbindung zwischen Sarca- und Chiese-Gletscher über den Sattel von Roncone lag also schon unter der eiszeitlichen Schneegrenze.

Im Val Buona senkte sich die Oberfläche des Chiesegletschers so rasch, dass er die wenig über 1300 m ansteigenden Sättel gegen das östlich gelegene Ledrothal nicht mehr zu überfluten vermochte; unter dem südlichen derselben, dem von Rongo (1312 m) strandete er erratische Blöcke, wie Lepsius bemerkte und mir Herr T r e n e r bestätigte, in etwa 1200 m Höhe; am steilen Abfalle unter dem nördlichen, dem von Giovo (1329 m) fand ich die oberste Tonalite schon in 1050 m Höhe. Dicht oberhalb seines Endes erhielt der Chiesegletscher noch einen Zufluss aus den südlichen Vorlagen der Adamellogruppe im Thale von Caffaro, wo Lepsius Gletscherschliffe und namentlich bei Bagolino erratische Tonalitblöcke gefunden hat. Über die Verbindung, welche durch das Ampolathal mit dem in das Ledrothal eingedrungenen Aste des Gardagletschers bestanden haben kann, berichten wir S. 885.

Der Chiesegletscher hat eine wesentlich andere Gefällsentwicklung als der Etschgletscher. Seine Oberfläche senkte sich durchweg rasch und zwar namentlich auch in seinen oberen, in der Adamellogruppe gelegenen Partien, wo ihr Gefälle fast 40 ‰ war; geringer (etwa 25 ‰) war dasselbe im Val Buona nachdem unser Gletscher vom Sarcagebiete den stattlichen Zufluss über den Sattel von Roncone erhalten hatte. Dass dieser Zufluss aber aus dem Sarcathale selbst herkam, ist uns angesichts der geringen erratischen Höhen, die wir um Tione fanden (S. 861), weniger wahrscheinlich, als dass es sich um den vom Sarcagletscher nach Süden gedrängten Gletscher des Breguzzothales handelt, das heute seinen Abfluss, den Arno, der Sarca zusendet.

VI. Die Moränenamphitheater des Etschgletschers und seine Nachbarn.

Das Moränenamphitheater des Gardasees. Die Jung-Endmoränen. Der Übergangskegel. Innere Jungmoränenwälle. Altmoränengürtel. Abschwenken des Altmoränengürtels und seine Entblössung. Gliederung des Altmoränengürtels. Schotterfelder der Altmoränen; Hügel von Castenedolo. Der pliocäne Mensch von Castenedolo. Altmoränen am M. Moscal; Volpino. Schotter von Portese. Gliederung der Glacialbildungen am Gardasee. Der Gardasee. Ufermoränen. Gefällsverhältnisse des Gardagletschers. Einzelbeobachtungen am Gardagletscherufer. Cozzaglios Ansichten. Ablagerungen innerhalb der Ufermoränen; Scagliascholle von Torri. Jungtertiär von Salò. Ledrothal. Zungenbecken des Idrosees. Terrassen des Chiesethales. Interglacial im Vrendathale. Moränenamphitheater von Rivoli Veronese; Veroneser Klause. Etschthalsee. Altmoränen und ältere Schotter am Ausgange des Etschthales.

Aufschüttung der Poebene südlich vom Gardasee und seinen Nachbarthälern.

Das Moränenamphitheater des Gardasees.

Das Moränenamphitheater des Gardasees ist das grösste unter denen auf der Südseite der Alpen. Es erinnert durch seine Ausdehnung an die grossen Moränenbogen, die sich in das nördliche Alpenvorland hinein erstrecken, und hat speciell mit dem des Isargletschers die zungenförmige Gestalt gemein: im Parallel von Salò lehnt es sich zwischen Tormini und Costermano mit einem Durchmesser von 21 km an den Fuss der Alpen und erstreckt sich von hier bis Volta Mantovana 33 km weit in die Poebene hinein. Dabei verbreitert es sich zwischen Montichiari und Sommacampagna auf 36 km, doch geschieht dies grösserenteils infolge des Abschwenkens der äusseren Moränen. Mit diesen an nordalpine Verhältnisse erinnernden Massen der Horizontalentfernungen paaren sich südalpine Höhenverhältnisse: der Jung-End-

moränengürtel überragt an den Seiten des Bogens den umschlossenen Seegrund um beinahe 500 m¹⁾, und selbst die Stirn des Bogens erhebt sich noch mehr denn 300 m darüber. Seine grössten Höhen liegen im Westen. Hier steigen der M. Cassaga bis 366 m, der benachbarte M. Forca bis 367 m an. Etwas geringere Höhen erreichen auf der Ostseite die Jungmoränen, die am M. Moscal gestaut sind (330 m); aber auch durchschnittlich bleiben die Moränen im Osten an Höhe hinter denen des Westens zurück; sie entfernen sich jedoch weiter von der Mittellinie des Amphitheaters, welche nicht wie die des im Gebirge eingeschlossenen Teiles des Gardasees südsüdwestlich, sondern rein meridional verläuft. Im Süden gipfelt der Hauptwall der Jung-Endmoränen bei Castiglione delle Stiviere und bei Solferino auf der rechten Seite des Amphitheaters mit 200 und 206 m, während er im Südosten bei Custoza nur 172 m erreicht.

Die Jung-Endmoränen.

Wie beim Rheingletscher erreichen die Jung-Endmoränen gewöhnlich in ihrem äussersten Walle ihre grössten Höhen, welche die Vorlagen nicht selten um 100 m überragen. So ist es im Westen im Bereiche der höchsten Moränen, so aber auch im Süden bei Castiglione, Solferino und Custoza; nur im Osten erscheinen die Jungmoränen minder imposant über dem neben ihnen hochaufgeschütteten Niederterrassenfeldern der Etsch. Der äusserste Jung-Endmoränenwall hängt auch mehr zusammen als die inneren und kann unschwer in der Natur und auf guten Karten verfolgt werden. Doch darf man sich ihn durchaus nicht etwa als ununterbrochen vorstellen. Seine Kammlinie wellt vielmehr auf und ab; zwischen hoch aufgeschütteten Partien eröffnen Lücken, wie z. B. bei Lonato, den Eingang ins Amphitheater; auch zersplittert sich der Hauptwall nicht selten in mehrere Einzelwälle; weithin kann man deren zwei verfolgen, bei Lonato und Solferino sogar deren drei. Manchmal auch stellen sich vor dem Hauptwallsysteme noch niedrigere Wälle ein, welche sich ein Stück weit in die Ebene hineinstülpen. Die Südspitze des Amphitheaters bei Volta Mantovana ist eine solche Ausstülpung, ihre grössten Höhen (127 m) bleiben erheblich hinter denen des benachbarten Hauptwalles (181 m) zurück. Dieser ist nur selten durchbrochen. Der Tesino tritt bei Costermano durch eine schmale Öffnung ins Amphitheater herein, der Mincio und Tione durch solche daraus heraus; vom Wasser verlassen ist der Durchbruch, der die Lage von Castiglione delle Stiviere bestimmt.

Der Übergangskegel.

Vom Hauptwalle der Jung-Endmoränen fällt ein breites Schotterfeld anfänglich ziemlich steil, um dann allmählich in die Poebene überzugehen. Wo der Übergangskegel angeschnitten ist, zeigt sich eine Verzahnung zwischen Schottern und Moränen, so am Mincio bei Valeggio (Fig. 116), so insbesondere bei Pastrengo (Fig. 117), wo die Etsch Hauptwall und Übergangskegel unterwaschen hat. Hier schiebt sich eine mächtige Schottermasse wie ein Keil zwischen eine liegende Moräne und den aufgesetzten Endmoränenwall. Weit dringen die Schotter nicht in das Moränengebiet ein. Dies erkennt man deutlich in der tiefen Schlucht des bei Garda in den See mündenden Tesinoflusses (Fig. 119). Es ist der einzige, welcher das Moränengebiet in zentripetaler Richtung quer durchmisst. Seine Schlucht offenbart dort, wo sie in

1) Es ist hier, wie im Système glaciaire der Seegrund innerhalb des Amphitheaters, nicht die tiefste Stelle des Sees gemeint.

jenes eintritt, eine wiederholte Wechsellagerung von Schottern und Moränen; letztere nehmen an Mächtigkeit seewärts zu, während sich die Schotter ausdünnen; schliesslich werden diese durch die Moräne, welche das Seebecken oberflächlich auskleidet, schräge abgeschnitten. Hier vergewisserte ich mich zuerst, dass die Ablagerung der Niederterrassenschotter nicht, so wie ich früher angenommen, zeitlich und räumlich der Vergletscherung vorausgegangen ist, sondern an deren Saume wesentlich gleichzeitig mit der Maximalausdehnung des Eises entstand.

Innere Jungmoränenwälle.

Nach dem Gardasee stuft sich die Moränenlandschaft regelmässig ab. Der Weg vom See zu den höchsten Moränen des Westens geht wie auf einer Treppe aufwärts. Die Stufenkante ist gewöhnlich von einem Moränenwalle gekrönt, die Stufenfläche aber wird von Schottern gebildet; doch fehlt dann und wann auch der Moränenwall, und die Stufe fällt ohne einen solchen ab. So ist es z. B. südlich Desenzano an der Strasse nach Castiglione delle Stiviere (Fig. 115). Die innern Wälle haben viel sanftere Formen als die äusseren, und während diese gar nicht selten mit grossen Blöcken förmlich überstreut sind, sowie eckigen Schutt enthalten oder auch wahre Schottermoränen sind, wie bei Lonato, bestehen jene vornehmlich aus Grundmoränenmaterial. Gegen den Mincio hin nehmen die Schotterflächen zwischen den Wällen an Breite erheblich zu; Verzahnungen von Schotter und Moränen sind an den Steilufern wiederholt entblösst. Der Zusammenhang der innern Wälle ist ein geringerer als der der äusseren; es gelingt nicht, einen bestimmten Zug auf grössere Entfernung zu verfolgen. Auf unserm Nebenkärtchen S. 853 haben wir die auf den italienischen Messischblättern verzeichneten Wälle und Stufenränder übersichtlich darzustellen versucht. Man erkennt, dass es sich um ziemlich verwickelte Anordnungen handelt, dass die inneren Wälle bei Lonato, S. Martino und Bardolino Bögen beschreiben, welche in den äusseren nicht entgegentreten, während sie umgekehrt einen einspringenden Zacken südlich vom ausspringenden Lappen von Volta zeigen. Zwischen den Moränenwällen haben wir zwei grössere Flüsse, im Süden des Amphitheaters den Redone, der dem Mincio zufliesst, im Osten den Tione, der das Gletschergebiet selbstständig verlässt. Beide Flüsse scheiden die den See umgürtenden flachen Wälle — es sind deren gewöhnlich zwei — vom Hauptwalle der Jung-Endmoränen und seinem Gefolge; man kann auch hier häufig zwei Züge unterscheiden. Möglicherweise ist diese hydrographische Trennung von geologischer Bedeutung: vielleicht gehört die Gruppe der umklammerten Wälle einer wesentlich späteren Zeit an, als der Hauptwall sammt Gefolge.

Demnach würden wir drei Gruppen von Jungmoränen zu unterscheiden haben: 1) die liegenden Moränen von Pastrengo, 2) die Jung-Endmoränen, 3) innere Jungmoränenwälle.

Eine eigentümliche Ausstülpung zeigt das Moränengebiet in der Gegend von Salò nach Westen. Der Hauptwall biegt sich bis an den Lauf des Chiese heran; dieser umfließt ihn bei Tormini und schneidet dabei wie auch weiterhin bei Gavardo in Fels ein. Der Ausstülpung des Moränengebietes folgt eine Bucht des Gardasees, die von Salò. Unverkennbar ist es der Gardaseegletscher gewesen, welcher den Chiese zur Seite schob und ihn nötigte, in 220 m Höhe den Weg zwischen M. Covolo (554 m) und den Brescianer Bergen aufzusuchen.

Altmoränengürtel.

Lediglich an der Westseite des Amphitheaters begegnen wir dem Rest eines äusseren Moränengürtels. Er bildet das Fundament für die höchsten Moränenwälle

der Seeumrahmung, vor diesen treffen wir keinen Übergangskegel an. Jung- und Altmoränen stossen hier längs einer 6 km langen Linie unmittelbar zusammen, die südlich vom M. Covolo beginnt und sich durch die Gemeinden Moscoline, Castrezzone bis Carzago zieht (vergl. Fig. 114 S. 873 u. Tavoletta Manerba fogl. 48 IV SO), so zwar, dass die nördlichen Vorlagen des M. Faita (357 m), der M. Serino (355 m), der M. Cassaga basso (339 m), der M. Guarda (307 m), der M. del Corno (262 m) und der M. Colombone (261 m) die westlichsten Wälle der Jungmoränen bilden, welche sich an der erstgenannten Örtlichkeit an höhere Altmoränen schmiegen, während sie weiter im Süden die letzteren ansehnlich überragen, so wie es unser Vollbild zeigt. Der Gegensatz zwischen beiden ist hier ein höchst auffälliger. Im Osten die hohen Wälle der Jung-Endmoränen mit frischen Formen, überstreut mit Felsblöcken; jede Schürfung des Bodens legt in geringer Tiefe das frische, unzersetzte graue Moränenmaterial bloss. Im Westen unmittelbar anstossend ein flachwelliges Gelände; noch leuchtet die Wallform durch, aber sie ist verwischt, gealtert. Kein Block auf ihrer Oberfläche, alles überdeckt mit einem zähen, rotbraunen Lehm, der in etwa 2 m Mächtigkeit sich allen Unebenheiten anschmiegt. Die zahlreichen Hohlwege erschliessen darunter Moräne, die oberflächlich gänzlich zersetzt, wenn auch nicht ferrettisiert und tiefer gewöhnlich ziemlich fest verkittet ist; sie erscheint hier nagelfluhartig.

Die Strasse von Tormini nach Benecco (vergl. Tavoletta Salò fogl. 48 IV NO) zeigte 1892 die im Système glaciaire näher beschriebene unmittelbare Auflagerung der Jungmoränen auf die verwitterten Altmoränen, welche 1894 von der Glacial-exkursion des 6. internationalen Geologenkongresses besucht worden ist. Die Stelle — am Westfusse des Dosso Rossini (Fig. 114) gelegen — ist seither verstürzt und lässt kaum noch die Lagerungsverhältnisse erkennen. Aber die gesamte Situation lässt hier wie auch weiter südlich keinen Zweifel darüber, dass die Jungmoränen den Altmoränen aufsitzen; so sah ich 1904 z. B. westlich vom M. Corno an der Südgrenze der Gemeinde Castrezzone unweit Casa Fornace einzelne kleine Haufen Jungmoränenmaterial auf den Altmoränen. Weiter nördlich zeigt sich ferner folgendes: Südlich von M. Covolo streicht am Chiesethale unter den Altmoränen Nagelfluh aus, die nach ihrem Gesamthabitus der zu ihnen gehörige Schotter ist. Dieselbe Nagelfluh tritt aber auch an der Innenseite der Ausstülpung von Tormini unter den Jungmoränen des Dosso Rossini (Fig. 114 S. 873) an der Strasse von Tormini nach Cunettone, längs der Strassenbahn nach Salò zu Tage; zahlreiche abgewaschene Blöcke dieser Nagelfluh finden sich stellenweise in ihrem Hangenden.

Abschwenken des Altmoränengürtels und seine Entblössung.

Südlich Carzago entfernen sich Alt- und Jungmoränen von einander. Erstere begleiten den Chiese in südsüdwestlicher Richtung, um sich erst bei Montichiari nach Südosten umzukrümmen; letztere ziehen sich südwärts mit kleiner Abweichung nach Osten gegen Castiglione, wo sie sich nach Südosten wenden. Ein breiter und breiter werdendes Niederterrassenfeld schaltet sich zwischen beide ein, und zwar geschieht dessen Verbreiterung auf Kosten der Altmoränen; diese bilden von Calcinato an lediglich einen häufig unterbrochenen Hügelzug, der bei Carpenedolo (Fig. 115 S. 873) endet. Auf diesen Hügeln ist die Lehmbedeckung und die Entwicklung der Verwitterungskruste geringer als sonst auf den Altmoränen; betonartig aussehend, ganz anders als die schüttigen Jung-Endmoränen, gehen dieselben z. B. in dem grossen Wasserrisse von S. Pancrazio nackt zu Tage.



Jung-Endmoräne des Garda-See-Gletschers in der Gemeinde Castrezzone.
Von den Alt-Moränen bei Piazza gesehen.
Nach einer Photographie von Professor Hans Crammer.

Diese Tatsache hat 1895 Stella veranlasst, weniger Gewicht, als wir es tun, auf das Vorhandensein der Verwitterungskruste auf den äusseren Moränen zu legen und diese mit den inneren einer einzigen, allerdings zweiphasigen Vergletscherung zuzuweisen, die er in sein oberes Diluvium rechnet. Dem gegenüber muss ich hier betonen, dass die Verwitterungskruste die Altmoränen allenthalben, rings um die Alpen herum begleitet und dass dort, wo sie fehlt, sich allenthalben Anhaltspunkte dafür ergeben, dass sie zerstört worden ist. So ist es auch, wie ich mich im Frühjahr 1904 überzeugte, in unserm Gebiete. Bereits bei Carzago zeigt die Lehmhülle der Altmoränen Lücken: letztere schimmern an den Spitzen der kleinen Hügel durch, und die Umgrabungen der Weinberge fördern ziemlich frisches Moränenmaterial. Aber an den Hügelflanken findet sich noch mächtiger, braunroter Lehm, und tiefere Einschnitte legen hier allenthalben darunter verwitterte Moräne bloss. Schliesslich kommt infolge der Abspülung auf den Hügelkuppen das frische Moränenmaterial zu Tage. Dieser Sachverhalt lässt sich bis in die Gegend von Ponte S. Marco hin verfolgen, nur werden die Ausbisse frischer Moränen grösser und grösser. Am grössten sind sie schliesslich auf den isolierten Hügeln der Reihe Calcinato-Montichiari-Carpinedolo, wo sie auch auf den Flanken auftreten. Eine genaue Betrachtung dieser Flanken zeigt, dass es sich hier unmöglich um ursprüngliche Moränenböschungen handeln kann. Die Hügeloberfläche setzt gegen sie mit einem Knicke ab: bei der ringsherum erfolgenden Aufschüttung der Niederterrassenschotter sind die Hügel untersehnitten worden und haben ringsherum Steilränder erhalten; an diesen beisst das frische Moränenmaterial aus. Die rote Lehmbedeckung beschränkt sich daher auf die Stellen der Hügelhöhen, wo sie der Abspülung trotzen konnte. Man trifft sie z. B. in den Einsattelungen des Hügels von Montichiari. An den Hügel von Castenedolo knüpft sich sogar ein ganzer Schweif herabgeschwemmten Lehms, welcher in mehreren Ziegeleien ausgebeutet wird. In den Gruben von Azzi am Nordfusse des Hügels sah ich 1890 folgendes Profil:

- 1.5 m Lehm mit Steinlagen,
- 1 m brauner zäher Lehm,
- 1 m gelblicher, lössähnlicher Lehm mit Schneckenschalen, nach den Bestimmungen von F. Sandberger von: *H. arbustorum* L., *H. sericea* Drap. *Chondrula Monodon* sp. n.
- 1,5 m zäher brauner Lehm.

Alle diese Schichten fielen sanft vom Hügel gegen die Ebene ab. Der Hohlweg, der jenen durchsetzt, legt unter 2—3 m zähem braunem Lehm oberflächlich verwitterte Grundmoräne mit prächtig gekritzten Geschieben bloss.

An einer Stelle schien es, als ob dem Zuge der äusseren Moränen jüngere aufgesetzt seien. Wenig östlich der Eisenbahnstation Ponte S. Marco erschloss 1904 ein zwischen Landstrasse und Eisenbahn neben ersterer angelegter Graben etwa 1 m frischer Moräne über 4—5 m locker zementierter oberflächlich verwitterter Moräne. Eine genauere Untersuchung ergab, dass die hangende Moräne nicht durchweg frisch, sondern mit Verwitterungslehm gemischt ist. Sie stellt Material dar, das bei Anlage des Strasseneinschnittes über die benachbarten lehmbedeckten Felder gebreitet und dann beim Ausheben des Grabens wieder durchschnitten worden ist.

Gliederung des Altmoränengürtels.

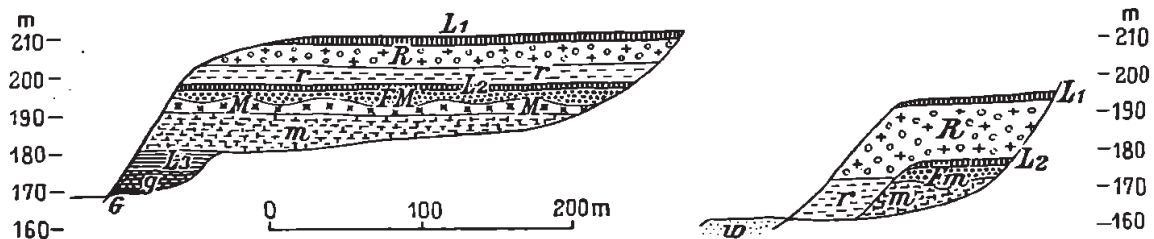
Die Steilufer des Chiese unterhalb der Enge von Gavardo geben einen ausgezeichneten Einblick in die Zusammensetzung des äusseren Moränengürtels und lassen erkennen, dass er aus zwei übereinandergelagerten Serien von Moränen besteht, die durch eine Verwitterungskruste von einander getrennt werden. Unter den Altmoränen, deren verwitterte Oberfläche wir eben kennen gelernt haben, und unter den mit ihnen verknüpften gewöhnlich zu Nagelfluh verkitteten Schottern findet sich zwischen Calvagese und Cantrina (Tavoletta 47 I. SE Bedizzola) ein Lager braunen Lehmes, unter welchem sich ein typischer roter Ferretto erstreckt, hervorgegangen bei der Verwitterung eines liegenden Komplexes von Nagelfluh und Moräne. Der beste Aufschluss liegt am Chieseknie unter Torre zwischen Calvagese und Mocasina. Er ist bereits im *Système glaciaire* (S. 49) beschrieben worden. Unser umstehendes Vollbild gibt ihn nach einer Photographie meines Freundes Hans Crammer wieder. Wir sehen oben (Fig. 112. S. 872.)

2 m Glacialschotter *r* mit gekritzten Geschieben, welcher landeinwärts unter Grundmoräne *R* verschwindet, der eine Decke braunen Lehms *L*₁ aufgesetzt ist.

Darunter im Niveau des Mannes 1.5 m brauner Lehm *L*₂.

Der Mann steht auf der Oberfläche einer Ferretto-Lage *FM* von 2 m Mächtigkeit, welche sackförmig in eine liegende Grundmoräne *M* mit deutlich gekritzten Geschieben und 2 m Mächtigkeit eingreift.

Ohne scharfe Grenze folgt darunter 12 m Nagelfluh *m*, vornehmlich aus Geröllen von grauen Kalken bestehend, aber auch solche von Porphyry und Tonalit enthaltend.



Aufschlüsse am linken Chieseufer.

Fig. 112 (links) Schlucht von Torre nördlich Mocasina. Fig. 113 (rechts) Schlucht nördlich Masciaga. *G* Kalkmoräne, *g* Kalkbreccie, *L*₃ lichter Lehm, *m* Nagelfluh, *M* liegende Moräne, *FM* und *Fm* Ferretto, *L*₂ brauner Lehm mit Diatomeen, *R* hangende Moräne, *L*₁ hangender Lehm.

Unter dieser Nagelfluh begegnen wir dort, wo der zweite Mann steht, ein drittes Lehmlager *L*₃, lichter als das obere, an Bänderthon erinnernd, 5 m graue Kalkbreccie *g* bedeckend, die im Vordergrund des Bildes entgegentritt; darunter lagert graue mergelige Grundmoräne *G*, lediglich Kalkgeschiebe enthaltend, die öfters deutlich gekritz sind.

Das, was in diesem grossen und sehr deutlichen Aufschluss nicht zu sehen ist, offenbaren der hier endende, von Osten kommende Wasserriss und der Hohlweg der Strasse, die von Mocasina zu ihm herabführt. Hier sieht man, wie gleichfalls schon im Systeme glaciaire erwähnt, den hangenden braunen Lehm *L*₁, darunter die obere Moräne *R* mit ihrer Verwitterungshaube Schotter *r* bedeckend, der auf braunem Lehm *L*₂ aufruht. Unter diesem wird gerade noch der rote Ferretto *FM* sichtbar.

Dieser braune Lehm *L*₂ und der Ferretto *FM* darunter orientieren uns in den übrigen Aufschlüssen. Sie kehren thalaufwärts in den Schluchten oberhalb und unterhalb Burago wieder und scheiden hier hangende Moränen und Schotter (*R* und *r*) von liegenden Schottern (*m*); unter letzteren findet sich am Südfusse des M. S. Martino die lediglich wieder Kalkgeschiebe führende Moräne *G*; am Ende der nördlichen Schlucht wird sie von einem groben Konglomerate bedeckt, das sich scharf von ihr scheidet, Tonalitblöcke enthält und allmählich in den mehr oder weniger verkitteten Schotter *m* übergeht. Ein ganz kleines Vorkommen des Ferretto *FM* fand sich endlich nördlich vom M. S. Martino gegenüber Gavardo, zwischen den Felsauftragungen des M. S. Martino und des M. Covolo in Graben südöstlich vom Hofe Le Schiave.

Südlich von Calvagese liefert das Steilgehänge am Chiese nordwestlich von Cantrina ein Profil von etwa 100 m Länge. In 175 m Höhe tritt das Ferretto-Lager mit seiner Lehmdecke entgegen, überlagert von Moräne, unterteuft von losem Gerölle, das nach unten in eine ziemlich feste Nagelfluh übergeht. In der Nachbarschaft streicht, wie Cacciamali 1896 mitteilte, am Fusse des Gehänges älteres Gestein, vermutlich Oligocän aus. Weiter flussabwärts ergiebt die Schlucht von Masciaga eine etwas andere Anordnung (Fig. 113). Von oben nach unten fortschreitend, durchmisst man zunächst die lehmbedeckten Hangendmoränen *R*; unter diesen stellt sich, wie gewöhnlich, der dunkle Lehm *L*₂ mit seiner Unterlage von Ferretto ein. Weiter abwärts hören beide auf, die Moräne reicht tiefer herab als vorher, den braunen Lehm und den Ferretto



Aufschluss von Torre zwischen Calvagese und Mocasina. Schotter der Riss-Eiszeit (*r*) überlagern Moräne (*M*) und Nagelfluh (*m*) der Mindel-Eiszeit. Dazwischen brauner Lehm (*L₂*); darunter lichter Lehm (*L₃*) und Kalkbreccie (*g*).

Nach einer Photographie von Professor Hans Crammer vergrößert.

abschneidend, wobei ersterer in sie hinein geschleppt erscheint. Dann stellt sich unter ihr grobes Geröll mit gekritzten Geschieben des Schotter^r ein, der hier nicht mehr dem Ferretto auf-, sondern angelagert ist.



Aus dem Lehme, welcher sich zwischen dem Ferretto und den hangenden Schottern bez. Moränen längs des Chiese bei Bedizzole im Thälchen zwischen Masciaga und Cantrina findet, hat Corti 1895 eine Diatomeenflora von 27 Arten nachgewiesen, aus dem Lehme der Schlucht von Calvagese eine solche von 21 Arten, von welch letzteren 13 auch in Bedizzole wiederkehren, sodass es sich um eine Gesamttflora von 35 Arten handelt. Davon sind nach Corti's Tabelle

18 alpine und 4 nivale Arten; der Rest gehört den Alpen und der Ebene an. Corti weist die Ablagerung in eine erste Phase der Gletscherausdehnung und spricht wegen der Häufigkeit des Genus *Cyclotella* von einem glacialen Stausee im Chiesethale. Nach seiner Tabelle aber kommt genanntes Genus gar nicht in unserer Ablagerung vor.

Schotterfelder der Altmoränen; Hügel von Castenedolo.

Die mit den hangenden Altmoränen verknüpften Schotter reichen lediglich innerhalb des Moränenbogens von Tormini aus den Grenzen ihrer Oberflächenverbreitung heraus; wir haben sie daher auf unserem Nebenkärtchen S. 853 mit ihnen zusammengefasst. Im Westen grenzt an die Altmoränen das weite Niederterrassenfeld des Chiese, das südlich von Brescia mit dem des Oglio verwächst. Innerhalb desselben finden sich in einem Bogen südlich von Brescia, drei Auftragungen, nämlich der Hügel von Cili-verghe, der von Castenedolo und endlich der M. Netto bei Capriano del Colle (Fig. 114). Ich habe nur den Hügel von Castenedolo näher untersucht, 1890 und 1906, das letztmal in Gemeinschaft mit Professor Cacciamali, dem wir eine eingehende Monographie über den Hügel danken. Letzterer wird oberflächlich von braunem Lehme bedeckt, unter welchem an der Strasse nach Molino Nuovo und der Seriola Lupa Ferretto von derselben Beschaffenheit ausstreicht, wie wir ihn in den Aufschlüssen am Chiese zwischen den Altmoränen kennen gelernt haben. Darunter findet sich an der Nordspitze des Hügels grober Schotter, der Gerölle von Tonalit und Porphyr, sowie von krystallinischen Schiefern und grosse abgewaschene Schollen einer löcherigen Nagelfluh enthält, die aus dem unmittelbaren Liegenden stammen. Dieses besteht aus Kalkgeröll, dem dann und wann Sandsteinrollsteine, nie aber solche von Tonalit und Porphyr eingebettet sind, und das bankweise verfestigt ist. Die Grenze zwischen beiden Schottern ist eine wellige Linie, der obere stülpt sich gelegentlich in Kesseln in den unteren hinein. Dem unteren Schotter begegnen wir wieder im Einschnitte der Strasse von Castenedolo nach Montichiari; hier streicht eine ziemlich feste, im wesentlichen aus Kalkgeröll bestehende Nagelfluh aus; der obere Schotter muss aber weiter über den Hügel verbreitet sein, denn unter der herrschenden Lehmdecke finden sich nicht selten grosse Rollsteine quarzitischer Gesteine, von Porphyren u. s. w., die der Ferrettisierung widerstanden und etwas verschwemmt sind; sie können nur aus dem oberen Gerölle herrühren, das allein auch den Ferretto mit seinen Durchschnitten gänzlich verwitterter Tonalite und Porphyre zu liefern vermochte. Wir haben also im Hügel von Castenedolo zwei verschiedenalterige Schotter von verschiedener Zusammensetzung. Darunter kommt das marine Pliocän zum Vorschein, und zwar bildet es im Verein mit dem liegenden der beiden Schotter, wie bereits Cacciamali gezeigt, eine südwestlich streichende Antiklinale.

Dies erhellt aus den Aufschlüssen am Ostabfalle des Hügels, welcher denselben schräge an seiner Längsachse abschneidet. Am Einschnitte der Strasse nach Montichiari hebt sich unter der Nagelfluh des liegenden Schotters Mergel mit rötlichen Zwischenlagen hervor; darunter folgt Sand, gelegentlich verkittet. In den Mergeln hat Corti 1892 eine marine Foraminiferenfauna nachgewiesen; sie senken sich samt der hangenden Nagelfluh mit einem Gefälle von 25 ‰ nach Südosten, sodass sie bereits am Fusse des Hügels in das Niveau des umgebenden Schotterfeldes geraten sind. Ähnlicher Lehm, gleichfalls mit Sandstein verknüpft, erhebt sich weiter im Norden am Hohlwege nach Macina mindestens 10 m über das Niveau des anstossenden Niederterrassenfeldes. Weitere 600 m weiter nordwärts hebt sich nördlich der Casa Federici (halbwegs zwischen den Höhenzahlen 151 m der Tav. Castenedolo 47 II, NO) der von Raggazoni entdeckte fast 10 m über Thal reichende Ausbiss des marinen Pliocän hervor, welcher, wie Parona in Cacciamalis Arbeit 1896 berichtet, 62 Arten von Schnecken und Muscheln geliefert hat und zum Astiano gehört.

Darüber lagern Sande und Thone, in denen Corti weder Mikrofauna noch Mikroflora nachweisen konnte; schliesslich kommt beinahe 20 m über Thal der Ausbiss der Nagelfluh. Im nördlichen anstossenden Grundstücke fand Cacciamali in gleichem Niveau thonige Mergel, welche Corti in seinem Beitrage in Cacciamalis Werk nach ihrer Diatomeenflora für kontinental und zwar für altquartär hält, die er aber gleichfalls als Villafranchiano bezeichnet. Einige hundert Meter nordwärts folgt der bereits beschriebene Aufschluss mit den beiden Schottern, von denen der untere bis zur Thalsohle herabreicht. Es wölbt sich also zwischen hier und dem Einschnitte der Strasse nach Montichiari das marine Pliocän empor, und diese Aufwölbung betrifft auch den älteren Schotter. Ob auch den jüngeren, können wir nicht entscheiden.

Den Hügel von Ciliverghe habe ich nicht besucht. Er liegt in der Streichungsrichtung des von Castenedolo und stellt nach Cacciamali gleichfalls eine Antiklinale dar, wo neben dem Pliocän vielleicht auch ältere Schichten erscheinen. Nach Sacco ist er von Villafranchiano und Diluvium d. h. von ferrettisiertem Konglomerat und sandig thonigen Schichten gekrönt. Den M. Netto habe ich nur flüchtig berührt. An seinem Südostende finden sich über Sanden verarmte Geröllmassen, wie solche durch Herabschwemmen verwitterter Schotter an flachen Gehängen zu entstehen pflegen; ich halte daher für wahrscheinlich, dass die Höhe von Ferretto gebildet wird. Am Nordwestgehänge streichen Sande und Thone aus; erstere sind bankweise verfestigt und erinnern an weichere Partien der nordalpinen Molasse. Es sind ihnen einzelne Gerölle eingebettet. Ob hier marines Pliocän oder Villafranchiano vorliegt, wie Sacco 1896 angiebt, oder ältere Quartärlagen, ähnlich denen, die im Bohrloche von Mailand angetroffen wurden (vergl. S. 793), lässt sich solange nicht entscheiden, als nicht Fossilien gefunden sind.

Der pliocäne Mensch von Castenedolo.

Auf der Südostseite des Hügels von Castenedolo an der Nordgrenze des Besitzes der erwähnten Casa Federici hat Ragazzoni 1860 einen menschlichen Schädel entdeckt; 1880 wurde unweit davon im Bereiche des marinen Pliocän ein menschliches Skelett aufgefunden, worüber Ragazzoni berichtet hat. Eine ziemlich reichliche, von Cacciamali in seinem Werke 1896 zusammengestellte Literatur erörtert das Für und Wider dieser und späterer Funde des pliocänen Menschen von dieser Stelle. Cacciamali hat 1896 durch Ausgrabungen einen Entscheid herbeizuführen versucht, ohne indes zu einem in der einen oder andern Richtung zwingenden Ergebnisse gelangen zu können. Ich habe, wie bereits erwähnt, im Herbst 1906 in seiner Gesellschaft den Hügel besucht und hatte dabei das Glück, von ihm selbst über die Lage der Funde von 1860, 1880 und 1889 orientiert zu werden. Bei dieser Gelegenheit teilte uns der Colone der Casa Federici mit, dass im Winter vor drei Jahren, also mutmasslich 1903, noch drei weitere Skelette in wesentlich tieferem Niveau, nämlich nahe am angrenzenden Niederterrassenfelde, gefunden seien, eingedeckt mit grossen Rollsteinen, so wie sie auf den Feldern gefunden werden. Nach diesen Mitteilungen des Colonen, welcher sich über die Örtlichkeit der früheren Funde und der stattgehabten Nachgrabungen genau unterrichtet erwies, muss ich mich der Meinung derer anschliessen, welche die Skelette als später begraben ansehen.

Altmoränen am M. Moscal, Volpino.

Das Aufhören des Altmoränengürtels bei Carpenedolo bezeichnet noch nicht das Aufhören der Altmoränen überhaupt; es finden sich solche auch auf der Ostseite des Gardasees. Am Südfusse des M. Baldo-Zuges treten sie (vergl. Fig. 119, S. 873) als äussere Moränen auf; sonst beschränken sie sich hier auf das Gebiet der Jungmoränen. Dort, wo sich letztere um den Miocänpfeiler des M. Moscal (427 m) bei Affi krümmen, treten unter ihnen, wie Nicolis bereits 1895 angedeutet und 1899 eingehender gezeigt hat, ältere Moränen auf; zwischen beide schaltet sich ein lössähnliches Gestein, der Volpino, ein (Fig. 118 S. 873).

Die massgebenden Aufschlüsse liegen im Thale Valsorda, das sich vom M. Moscal zum Gardasee bei Bardolino zieht. Hier sieht man namentlich an einem Pfeiler, Torrion genannt, zwischen Moränen geschaltet ein senkrecht klüftiges lössähnliches Gestein, den Volpino; die liegende Moräne ist gelblich gefärbt, die hangende grau, die erstere oberflächlich verwittert. Der Volpino reicht im Osten aus dem Moränengebiet heraus und ist am Südabfalle des M. Moscal in grosser Mächtigkeit entwickelt. Hier bildet er an den Seiten tiefer Hohlwege Lösswände, aber die

charakteristischen Konchylien fehlen. Beim Bau der Thalschwellen in Valsorda hat Nicolis auch unter der liegenden Moräne stellenweise ein Lehmlager und unter diesem ferretto-ähnliche Verwitterungsprodukte gefunden, die er in das hangende einer weiter thalabwärts an der Schiessstätte von Bardolino auftretenden Nagelfluh mit glacialen Elementen verweist, weswegen er hier die Überlagerung dreier verschiedener Moränen annimmt. Zur Zeit meines Besuches waren die unteren Verwitterungslehme nirgends mehr sichtbar. Dagegen war die Trennung einer Hangend- und Liegendmoräne durch den Volpino in jener ausgezeichneten Weise zu erkennen, wie sie Tafel XVII in Paronass *Trattato di Geologia* wiedergibt. Es sieht aus, als ob die Aussenseite eines mit Volpino bedeckten Altmoränenwalles mit Jungmoränenmaterial überschüttet worden sei.

Nicolis hat 1895 noch von einer Reihe von Stellen Vorkommnisse des Volpino berichtet, so im Gebiete der Jungmoränen unterhalb Peschiera, und auf dem Niederterrassenfelde zwischen Jungmoränen und der Gegend von Verona. Ich bin nicht sicher, ob es sich hier um Löss handelt. Zwischen Peschiera und Valeggio habe ich 1891 Gebilde, ähnlich dem norddeutschen Schlepp gesehen, aber nirgends, auch nicht in unmittelbarer Nachbarschaft der von Nicolis angegebenen Stellen, echten Löss. Dass es sich ferner auf dem Niederterrassenfelde zwischen Verona, Villafranca und Sommacampagna um Löss handele, erscheint mir wegen der wiederholt berichteten Überlagerung des also benannten Gebildes durch Schotter zweifelhaft.

Das Auftreten von Altmoränen am M. Moscal erweist, dass sich der Gardaseegletscher bereits in früheren Eiszeiten über die Bucht von Garda ausgedehnt hat. Ob er aber ebenso weit, wie in der Würm-Eiszeit, nach Südosten gereicht hat, lässt sich nicht erweisen. Nicht ausgeschlossen ist daher, dass er sich während der Riss-Eiszeit mehr in südsüdwestlicher, später mehr in südsüdöstlicher Richtung erstreckte, wie Cozzaglio 1902 andeutete. Es ist aber auch denkbar, dass die Altmoränen des Südostens bei der Aufschüttung des Niederterrassenfeldes der seitlichen Erosion wenigstens oberflächlich gänzlich zum Opfer fielen; sind dieser doch zwischen Calcinato und Carpenedolo nur einzelne Kuppen entgangen.

Schotter von Portese.

Am Südufer des Golfes von Salò streicht in der Gemeinde von Portese zwischen S. Rocco und der Punta del Corno unter mächtiger Moränenbedeckung unregelmässig geschichteter Schotter aus, welcher vorzugsweise aus Tonalit-, Porphyr- und Verrucanogeröllen besteht, also aus Material, das sich im Chiesethale oberhalb des Idroeses vergesellschaftet findet. Mit Recht bezeichnet ihn daher Cozzaglio 1899 als Chieseschotter (Vergl. 114 S. 883). Darunter finden sich geschichtete Thone; Corti wies darin 1895 eine Diatomeenflora von 15 Arten nach, die er für jünger als die von Leffe und zwar für diluvial hält. Tiefer folgen typische Grundmoränen, auf welchen mächtige Quellen hervortreten. Wir haben es mit einer fluviatilen und einer lacustren Ablagerung zwischen zwei Moränen zu tun, und die lacustre entstand zu einer Zeit, als Diatomeen im Süßwasser leben konnten; acht Arten davon sind auch von Leffe bekannt, fünf sind nivale, zwei alpine Arten. Hiernach kann man gleich Cozzaglio die Einschaltung zwischen den Moränen für interglacial halten und in den Mergeln die Sedimente eines interglacialen Gardasees, dessen Spiegel höher stand, als der heutige, in den Schottern ebenso wie Cozzaglio die Anschwemmungen des Chiese erblicken, die teilweise wenigstens im See abgelagert wurden. Doch schliesst der hohe Prozentsatz nivaler und alpiner Diatomeenarten nicht aus, dass es sich um eine interstadiale Bildung handelt, ähnlich den mächtigen Schottern, die sich unter dem Jung-Endmoränenwalde von Pastrengo zwischen Moränen schalten, und denjenigen, die wir in der Barbarone Schlucht bei Salò zwischen Moränen treffen werden.

Sacco hält die Ablagerung von Portese für typisches Villafranchiano und weist diesem auch eine Nagelfluh zu, welche weiter südlich bei Padenghe am Gardasee austreicht. Auch Cozzaglio

hält beide für gleichalterig. Die Lagerung beider ist in der Tat die gleiche. Der Schotter von Padenghe wird gleichfalls von Moränen bedeckt und an seiner Sohle kommen, wie es scheint auf Moränen, Quellen zu Tage. Gekritzte Geschiebe in ihm machen wahrscheinlich, dass er fluvio-glacialen Ursprungs ist.

Gliederung der Glacialbildungen am Gardasee.

Die Umgebung des Gardasees liefert eine selten reiche Folge von Glacialablagerungen. Deutlich heben sich die Jungmoränen mit den von ihnen ausgehenden Niederterrassenschottern hervor; beide tragen das charakteristische Gepräge der Würm-Eiszeit, nämlich die Jugendlichkeit der Form und den geringen Grad der Verwitterung. Die Altmoränen gehören verschiedenen Serien an. Ein Lehmlager von dunkler Färbung, charakterisiert durch die Führung zahlreicher Diatomeen, scheidet die oberste Serie von der tieferen, die eine mächtige Verwitterungskruste von der Art des lombardischen Ferretto, aber von geringerer Mächtigkeit trägt. Der Grad der Verwitterung der hangenden Serie erreicht hingegen nirgends die Entwicklung eines typischen Ferretto. Wollen wir unter letzterem im Sinne unserer Ausführungen auf S. 767 ein Gebilde von einer bestimmten petrographischen Beschaffenheit verstehen, so dürfen wir auch hier nicht mehr, wie 1894 im *Système glaciaire* geschehen, von einer Ferrettisierung der oberen Altmoränen sprechen, sondern nur von einer starken Verwitterung, welche an die der Rissmoränen auf der Nordseite der Alpen erinnert. Gleich diesen zeigen sie auch, wenn auch viel weniger markant als die Jungmoränen, aber in der Gemeinde Soprazocco (Tavoletta Salò) ganz unverkennbar Wallform. Wir weisen sie daher der Riss-Eiszeit zu. Die Ablagerungen unter dem Ferretto haben wir 1894 insgesamt einer einzigen Eiszeit (x) zugerechnet; in der Tat giebt das klassische Profil zwischen Calvaghese und Mocasina keinen Anhalt, die liegenden Kalkmoränen und hangenden ferrettisierten Moränen zwei verschiedenen Eiszeiten einzuweisen. Aber die Tatsache dass wir im Hügel von Castenedolo unter dem Ferretto zwei verschiedene, durch eine Diskordanz getrennte Schotter antreffen, welche in Bezug auf ihre petrographische Zusammensetzung — das Auftreten von Porphyr und Tonalit im oberen, deren Fehlen im unteren — den beiden unter dem Ferretto befindlichen Moränen bei Mocasina entsprechen, legt den Gedanken recht nahe, in letzteren die Ablagerungen zweier verschiedener Eiszeiten zu erblicken. Zweifellos ist die Moräne *M* des dortigen Profils mit der darunter befindlichen Nagelfluh *m* und dem Schotter *m* von Castenedolo ein Äquivalent der Mindel-Eiszeit und mutmasslich stellen die Moräne *G* daselbst und die Nagelfluh *g* von Castenedolo Gebilde der Günz-Eiszeit dar. Dass diese ganze Folge in das Hangende des padanischen marinen Pliocäns gehört, zeigt aufs neue der Hügel von Castenedolo; ja die Tatsache, dass hier im Liegenden unseres mutmasslich der Günz-Eiszeit angehörenden Schotters ein Mergel gefunden wurde, dessen Diatomeenfauna nach Corti der des Villafranchiano von Fossano am nächsten steht, macht das Auftreten auch dieses Horizontes unter den Eiszeitbildungen des Gardasees bei Castenedolo ebenso wahrscheinlich wie am M. Bartolemeo bei Salò.

Von den 17 Diatomeenarten der Mergel nördlich C. Federici sind nur 3 rezente, die übrigen nur fossil bekannt. 13 Arten (nur fossile) kehren im Villafranchiano von Fossano wieder, 12 (9 fossile, 3 rezente) in der Ablagerung von Castelnovate am Tessin (vergl. S. 787), 8 (5 fossile, 3 rezente) in Pianico. Unter Voraussetzung einer konkordanten Schichtfolge hält Cacciamali diese Mergel für äquivalent mit den marinen im Einschnitte der Strasse nach Montichiari, mit denen sie eine Art gemein haben; er nimmt also einen sehr raschen Facieswechsel an. Möglich aber auch, dass die Süsswassermergel das marine Pliocän nach Norden hin überlagern und dass sich

unsere *g* Schotter diskordant über beide breiten. Die Aufschlüsse sind nicht klar genug um zwischen beiden Erklärungsmöglichkeiten entscheiden zu können.

Wir geben in folgendem eine Übersicht der Gliederungen der Eiszeitbildungen im Moränengebiet des Gardasees und stellen ihr die 1894 im *Système glaciaire* aufgestellte Gliederung gegenüber:

- Würm-Moränen *W* (*Z* 1894) Innere Wälle, Ufermoränen von Tremosine und Ledro, Jung-Endmoräne, Liegende Moräne von Pastrengo, von Portese.
- Würm-Schotter *w* (*z* 1894) Übergangskegel am Südsaume des Amphitheaters. Volpino und roter Lehm auf den Altmoränen *L*₁.
- Riss-Moränen *R* (*Y* 1894) Hangende Altmoränen am Chiese, äussere Moränen Montichiari-Carpinedolo, liegende Moränen von Valsorda.
- Riss-Schotter *r* (*y* 1894) Hangende Schotter am Chiese. Brauner Lehm am Chiese *L*₂.
- Ferretto *FM* u. *Fm* (*Fx* 1894) Ferretto der liegenden Altmoränen am Chiese, der liegenden Schotter daselbst und der hangenden Schotter von Castenedolo.
- Mindel-Moränen *M* (*X* 1894) Liegende Altmoränen am Chiese.
- Mindel-Schotter *m* (*x* 1894) Schotter unter den liegenden Altmoränen am Chiese, hangende Schotter von Castenedolo.
- Günz-Moränen *G* (*X* 1894) Kalkmoräne am Chiese.
- Günz-Schotter *g* Liegendeschotter von Castenedolo.
- Villafranchiano Diatomeenmergel von Castenedolo, Konglomerate vom M. S. Bartolomeo u. S. Ambrogio di Valpolicella.
- Astiano Thone von Castenedolo u. M. S. Bartolomeo.

Nach Stella's Gliederung (1895) gehören *W*, *w*, *R* und *r* in dessen oberes, der Rest der Eiszeitbildungen in dessen mittleres und unteres Diluvium. Auch Sacco macht keinen Unterschied zwischen inneren und äusseren Moränen und stellt beide als Morenico zu seinem Sahariano; den grossen Übergangskegel (*w*) hält er für jünger und rechnet ihn zu seinem Terrazziano, den Ferretto hingegen zum Diluvium, während er die Konglomerate am Chiese, aus deren Verwitterung jener hervorgegangen ist, gleich anderen Konglomeratbildungen verschiedenen Alters zum Villafranchiano stellt. In letzterer Hinsicht folgt er dem Vorgange von Paglia (1889). Das Auftreten von Glacialspuren unter dem Diluvium am Chiese ist ihm ein erneuter Beweis dafür, dass sich bereits im Villafranchiano eine bemerkenswerte Entwicklung alpiner Gletscher eingestellt habe; das Villafranchiano sieht er aber lediglich für eine Facies des Astiano an und kommt so zu dem Schlusse, dass die erste Entwicklung grosser Alpengletscher während des jüngeren Pliocän eingetreten sei.

Der Gardasee.

Die Mitte unseres grossen Moränenamphitheaters wird vom Süden des Gardasees eingenommen, welche durch die Halbinsel von Sermione in zwei Lappen gegliedert wird. Der westliche, schmälere ist der tiefere und stellt die Fortsetzung des Gardaseethales dar; an seinem Westufer finden sich Aufragungen des älteren Tertiärs, welche bei S. Felice und Manerba Vorgebirge bilden; dem ersten sind einige Felsen-eilande vorgelagert. Auf der Gardainsel und dem Felsen von Manerba fand Gumbel (1895) südwärts gerichtete Gletscherschliffe. Seichter ist der breitere östliche Lappen; eine Schwelle von durchschnittlich weniger als 50 m Tiefe zieht sich vom Felsenkap von Sermione zum Kap S. Vigilio und scheidet seine flach-schüsselförmig auf 77 m herabgehende Tiefe von der tieferen Seewanne. Die beiden genannten Kaps und die Rocca di Garda sind die einzigen Stellen, wo seine Wellen am Ufer älteres Gestein

bespülen. Dieses ist hier ebenso wenig wie am Westflügel horizontal gelagert; mit Ausnahme der Rocca di Garda folgt es allenthalben dem im benachbarten Gebirge herrschenden südsüdwestlichen Streichen.

Nördlich von beiden Lappen erstreckt sich das Gardaseethal, dessen Erstreckung ebenfalls durch das südsüdwestliche Schichtstreichen des Etschbuchtgebirges beherrscht wird. Gleich dem Etschthale kann es in Bezug auf die Gesammterstreckung der Alpen als Querthal gelten; in Bezug auf den Schichtbau ist es ein ausgezeichnetes Längsthal. Seine Ostflanke wird von den Schichtflächen des M. Baldo gebildet, welche sich in wenig unterbrochenen Flächen seewärts senken. Das Westufer hingegen fällt meist in steilen, ausserordentlich malerischen Wänden einige Hundert Meter hoch gegen den Seespiegel ab. Über den Wänden öffnen sich ziemlich breite, den Blicken des auf dem See Reisenden gewöhnlich entzogene Thäler, welche in einem südlichen Vorsprünge Tirols, dem Vestino wurzeln. Das Land ist hier ausserordentlich reich gegliedert; es hat durchweg steile Böschungen und in seinen Gipfelpartien auch so manche Felswand; aber nach der Darstellung der österreichischen Karte kommt es nicht zur Entwicklung von Karlingformen. Absolut genommen sind die Erhebungen nicht bedeutend; der höchste Punkt ist der Tremalzo (1975 m). Dagegen schwillt der Zug des M. Baldo am Ostufer des Sees im M. Maggiore auf 2200 m Höhe an, und hier, sowie am Altissimo (2079 m) kommt es oberhalb seiner sonst wenig gegliederten Böschungen zur Entwicklung jener Karnischen, die uns auf eine Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze von etwa 1700 m schliessen liessen. Dieser Wert macht das Fehlen von Karen im Vestino begreiflich.

Die auffällige Asymmetrie der Seethalgehänge erstreckt sich wenigstens in den oberen Partien auch auf den Grund des Sees. Die steilen Felswände von Tremosine und Tignale setzen sich auch unter dem Wasserspiegel fort, und die grossen Tiefen liegen hier am rechten Ufer. Aber weiter gegen Süden nähern sie sich mehr und mehr dem linken und kommen diesem so nahe, dass in der Höhe von Torri die Böschung unter Wasser steiler ist als die des benachbarten Berghanges. Die grösste Seetiefe von 346 m liegt in der Mitte.

Ufermoränen.

Die asymmetrische Ufergestaltung des Gardasees wird massgebend für die Entwicklung der Ufermoränen. Sie steigen von Süden aus am linken Gehänge ganz regelmässig in die Höhe, und lediglich die vom M. Maggiore nach Ascensa herabziehenden Thäler unterbrechen sie hier. Dagegen sind sie am rechten Ufer nur stückweise vorhanden; sie buchten sich hier hinein in die Mündungen der stufenförmig mündenden Seitenthäler und fehlen dazwischen. Der Gardagletscher hat hier die Entwässerung der Vestinoalpen gehemmt, indem er sich vor die Mündung von deren Thäler legte. An die Aussenseite seiner Ufermoränen knüpfen sich daher Thalverbauungen; zeitweilig noch füllt sich die eine derselben mit einem durch Ufermoränen gestauten See, dem von Bondo, welcher bereits 1878 Lepsius an den Märjelsee am Aletschgletscher erinnert hat. Während der Eiszeit mögen zahlreiche solcher glacialer Stauseen den Westsaum des Gardagletschers begleitet haben, so wie es Taramelli 1894 auf seinem Kärtchen von dessen Ausbreitung zeichnete; doch zeigen die Staubildungen keineswegs überall lakustre Schichtung, und gutenteils mögen sie lediglich Schotterflächen dargestellt haben. Sie standen untereinander durch Systeme von Umfliessungsrinnen in Verbindung, welche ähnlich wie wir es im Sesiathale (S. 770)

gesehen, in das Seethalgehänge einschneiden und von diesem einzelne Berge, wie z. B. den aussichtsreichen M. Castello losgliedern. Diese Umfliessungsrinnen entsprechen, wie am Rheingletscher (S. 415) nicht dem Maximum der Würm-Vergletscherung, sondern heben ein jüngeres Stadium derselben, vielleicht dasselbe hervor, welches durch den inneren Kranz von Jungmoränen im Amphitheater repräsentiert ist. Zwei von ihnen lassen sich weiter verfolgen, die eine in der Gegend von Gargnano, die andere in der Gemeinde Tremosine. Letztere entspricht dem Fluss von Tremosine Cozzaglios. Dieser hat die einschlägigen Erscheinungen zuerst beschrieben, ihnen allerdings eine andere Deutung gebend.

Gefällsverhältnisse des Gardagletschers.

Der Verlauf des Westufers vom alten Gardagletscher ist infolge dieser Dinge nicht überall mit wünschenswerter Schärfe zu erkennen. Immerhin lässt er sich soweit festlegen, dass er im Verein mit dem des Ostufers einen klaren Einblick in die Gefällsverhältnisse der alten Gletscheroberfläche gewährt. Diese senkte sich im oberen, engeren Seethale zunächst bis in die Gegend von Gargnano ziemlich rasch, nämlich mit 30 ‰, in der Erweiterung des Seethales gegen Gardone hin dann langsamer, nämlich mit 20 ‰; in der oberen Hälfte des Amphitheaters hat sich der Eisfächer mit einem Gefälle von höchstens 10 ‰, in der unteren mit einem solchen von 6—7 ‰ ausgebreitet. Diese Daten beziehen sich auf die Mittellinie des Sees; die beiden Uferlinien senkten sich wie bei so manchem heutigen Gletscher verschieden rasch und haben an gegenüberliegenden Punkten des Sees keineswegs immer übereinstimmende Höhen. Teilweise mag dies lediglich Folge der Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse sein, wenn z. B. die äussersten bisher bekannten Gletscherspuren im Bereiche der Gemeinde Tremosine nicht nur am rechten Ufer tiefer liegen als am linken bei Ascensa sondern auch tiefer als am rechten weiter abwärts in Tignale. Aber unverkennbar ist, dass zwischen Gargnano und Salò der rechte Gletschersaum erheblich, nämlich rund 200 m, tiefer lag als der linke zwischen Castelletto und Torri. Offenbar übte hier der Felsenvorsprung des Kap S. Vigilio eine stauende Wirkung aus; der Gletscher hat ihn, wie Schiffe um Torri lehren, mit seiner Sohle ansteigend, in südsüdöstlicher Richtung überflossen und sich dann auf der andern Seite rasch herabgestürzt, so dass seine Oberfläche bei Garda nicht höher lag als südlich von Salò. Diese Stauung ist nicht bloss für die Würm-Vergletscherung, sondern auch durch Reste von Altmoränen bei Gargnano und einen isolierten Findling im Thale von Lumini auf der anderen Seeseite für die Riss-Vergletscherung nachweisbar.

Ob der Gardaseegletscher aus den Karen des M. Baldo Zuflüsse erhielt, haben wir nicht feststellen können. (Vergl. S. 866.)

Einzelbeobachtungen am Gardagletscherufer.

Die vorstehenden Darlegungen beruhen auf folgenden Einzelbeobachtungen.

Die Ufermoränen der linken Flanke schliessen sich unmittelbar an den Hauptwall der Jung-Endmoräne des Amphitheaters an. Dieser zieht sich von Costermano nach Castione Veronese (315 m) und hebt sich dann auf kaum 3 km Entfernung nach S. Zeno di Montagna empor, wo südöstlich des Dorfes die obersten gewöhnlich zementierten, aber oberflächlich nicht stark verwitterten Moränen in mehr als 600 m Höhe begegnet werden. Es konnte der Gletscher also zur Zeit ihrer Ablagerung nicht in das Thal von Lumini eindringen, das sich von hier nach Caprino zieht; aber ein einzelner Porphyrblock in 730 m zeigt in jenem Thale an, dass in früheren Eiszeiten das Eis bis über die Wasserscheide reichte. Von San Zeno an steigen die obersten erratischen Blöcke nur langsam an. Am Sandalinobache gehen sie nur bis Pora (672 m) und La Cà (682 m, Tavoleta Caprino Veronese 48 I. NO), über Castelletto di Brenzone nur bis 760 und 780 m; sie reichen

nirgends bis in das Wiesenthal der Prada, und es ist kein Ufermoränenwall, sondern ein Fels rücken, der dieses vom Seethale scheidet. Bei Ascensa (Tavoletta Castelletto 35 II. SO) gehen sie bis in das Niveau von S. Zeno (834 m); es ist also auf 12 km Entfernung nur ein Anstieg von 200 m. Weitere 13½ km nördlich sah ich sie aber am Nordabfalle des M. Varagna, des Nordpfailers vom M. Baldo-Zuge 500 m höher, in mehr als 1300 m Höhe.

Am Westufer des Sees hören die zusammenhängenden Endmoränen dort auf, wo die sich in der Ausstülpung von Tormini bei Gazzane (248 m) an die Flanken des Gardaseethales schmiegen (Tavoletta Salò 48 IV. NO). 4 km weiter thalaufwärts treffen wir dann ober Gardone Riviera bei Tresnico auf einen Ufermoränenwall (404 m), der sich in das Thal von Barbarano hineinbuchtet. Er sitzt — vergl. Fig. 114 — einer grobkörnigen Nagelfluh auf, die namentlich Gesteine des Barbaranogebietes, aber auch gekritzte Geschiebe enthält. An ihrer Basis treten ähnlich wie an der der Niederterrassenschotter von Pastrengo (vergl. S. 873) Moränen auf, die sich mit Bänderthonen und Schottern vergesellschaften. Bergwärts nehmen die mittleren Schotter an Mächtigkeit zu und gehen dann in eine Schotterfläche am oberen Barbarano über. Wir haben also eine ganz regelrechte Verbauung dieses Thales vor uns, deren Material stellenweise konglomeriert ist. Sacco bezeichnet die Stelle als eine derjenigen, wo man die glaciale Facies des Villafranchiano am besten studieren kann. Rudimente einer Verbauung treffen wir dann weitere 5 km aufwärts am Bache von Toscolano. Unweit Covoli (Tavoletta Toscolano 48 IV. NO) steigen Moränen bei Castello di Sopra auf 457 m an und reichen am Bache bis 300 m herab, verratend, dass dessen Thal zur Zeit ihrer Ablagerung schon eingeschnitten war. Regelrechte Ufermoränen sind weitere 5 km aufwärts in der Thalweite von Gargnano vorhanden. Auf ihnen stehen die Kirchen S. Antonio (534 m) bei Sasso und S. Maria (495 m) bei Navazzo. Letztere krönt den Sattel der Bocchetta di Vergellina; ein Schotterfeld geht von ihr aus und zieht sich ins Thal von Toscolano herüber. Letzteres führte also die dem Gardagletscher bei Gargnano entströmenden Wasser wieder zu; ein Schottervorkommen bei Contrada zeigt an, dass letztere noch ein Stück weiter am Thalgehänge am Eise entlang flossen und ein von Cozzaglio 1899 beschriebenes Profil lässt erkennen, dass sie bis in das bei Fasano mündende Thal von Bornico kamen, wo ihre Schotter unter den Moränen von Vigole liegen. Über den jungen Ufermoränen von Gargnano erheben sich ältere. Sie tragen den Kastanienhain von Formaga (587 m), welcher sich, wie so häufig im Gardaseegebiet, an eine stark verwitterte Moräne knüpft. Dieselbe besteht vornehmlich aus eckigem Gehängeschutt, dem einige gekritzte Geschiebe sowie erratisches Material beigelegt sind. Von letzterem trifft man keine Spur mehr weiter oberhalb in der Bochetta di Liano (744 m).

Das nächste Stück Ufermoräne liegt 6 km weiter aufwärts in der Thalweite von Tignale, die sich über den steilen Seewänden erstreckt. Hier begegnen wir typischen Uferwällen bei Piovare und Oldesio in 400 m Höhe. Aber sie sind nicht die höchsten. Am Abfalle des Dosso Gumer greifen bei Casa Graino (800 m) Gehängebreccien in Moränen hinein: Das Material der Thalflanken schaltet sich zwischen das Glaciale. Ein Wall von solcher Beschaffenheit legt sich bei den Case del Bosco (817 m) quer vor die Valle Lune, die ihre Wasser dem Bache von Tignale zusendet. Eine ähnlich starke oberflächliche Verwitterung, wie wir sie bei den äusseren Moränen von Gargnano kennen gelernt haben, fehlt hier. Es liegt kein Grund vor, daran zu zweifeln, dass wir hier die oberen Würm-Moränen vor uns haben, die hier ungefähr gleiche Höhe erreichen, wie am gegenüberliegenden Seeufer.

Wir gelangen nach weiteren 6½ km in die Mitte des Moränengebietes von Tremosine (Tavoletta Malcesine 35 II. NO, aus dem Handel zurückgezogen), dem Cozzaglio 1902 eine eingehende Darstellung gewidmet hat. Wir treffen hier zwei besonders typische in die Seitenthäler einspringende Moränenbögen, den von Cadignano (500 m) im Thale von S. Vicente des Torrente Campione und den von Vesio (660 m) im Thale von Bondo. Bereits 1878 hat Lepsius letzteren anschaulich und richtig als eine Ausstülpung der Ufermoränen des Gardaseegletschers geschildert, nachdem Paglia 1867 sie als Endmoräne eines Astes des Tonale-(Sarca)-Gletschers gedeutet hatte, welcher den Gardasee nicht zu erreichen vermochte. Die Dinge liegen hier in der Tat in zwingender Klarheit. Vom Osthange des M. Neve (784 m) zwischen den Thälern von Bondo und S. Michele senken sich aus 700 m Höhe deutliche Ufermoränenwälle in beide Thäler hinein, verratend, dass der Gardaseegletscher eine sehr bedeutende seitliche Böschung besessen hat, und wie oberhalb des Bogens von Vesio sich eine gelegentlich vom See von Bondo eingenommene verschüttete Thalstrecke am Bondobache in 620 m Höhe erstreckt, so findet sich oberhalb des Walles

von Cadignano eine solche bei Polzone in 630 m Höhe. Zwischen beiden zieht sich am Fusse des M. Cocca (997 m) eine stellenweise unterbrochene Verbindungsrinne entlang. Die Schotterfläche von Polzone setzt sich rechts vom Lampione-Bache hoch über dessen Sohle in 600 m Höhe fort; seewärts ist sie durch Moränen begrenzt; bei Prabione biegt sie in den Einschnitt ein, der den jäh aufragenden M. Castello (779 m) vom Westgehänge des Gardaseethales scheidet. Hier endet sie in 575 m Höhe über den unteren Moränen von Tignale, denen von Oldesio. Ähnliche Einschnitte finden sich auch oberhalb des Bondothales. An dessen linken Flanke scheidet ein solcher die Dossi Pelati (863 m) und den M. Bestone (918 m) vom Seethalgehänge, das ist das Thal von Fornaci (720 m); weiter nördlich war der Abfall des Corno Nero gegen Limone durch den Einschnitt von Dalco (848 m) unterbrochen. Alle diese Einschnitte ordnen sich durch ihre Höhenverhältnisse in ein zusammenhängendes System von Überflusssrinnen, welches nicht der Peripherie der Jungmoränen folgt, sondern sich an inneren Wällen derselben entlang zieht. Dies erhellt daraus, dass unser Umflussungsthal zwischen den unteren und oberen Jungmoränen von Tignale mündet. Auch liegen ausserhalb der unser Umflussungsthal stauenden Moränen von Cadignano bei Sarmerio (645 m) noch so zahlreiche erratische Blöcke, dass sich die Würm-Vergletscherung bis hierher erstreckt haben muss. Bis wohin sie im Gebiete von Tremosine gereicht hat, ist noch nicht festgestellt. Auf den Höhen zwischen Limone und dem Ledrothale, 6½ km von Tremosine, finden sich erratische Gesteine, wie Cozzaglio berichtet, auf den Wiesen von Nota in Bestana in 1300 m Höhe und, wie uns Herr Trener mitteilt, auch dicht unter der Bocca di Limone (1242 m). Darnach erreichte der Gardagletscher hier ungefähr dieselbe Höhe wie gegenüber am Nordende des M. Baldozuges; tiefer hinterliess er am Abfalle der C. al Bal gegen Pregasine nach Lepsius eine kleine Verbauung.

Cozzaglio's Ansichten.

Unser Ergebnis über das Alter der Umflussungsrinne von Tremosine weicht von dem Cozzaglio's ab, welcher sie als Fluss von Tremosine 1902 genau beschrieben und mich noch im genannten Jahre im Gebiete seines Heimatdorfes freundlichst herumgeführt hat. Nach ihm liegen Überreste eines pliocänen Thales vor, das sich im Dolomitgebiete von Limone an südwestlich neben dem heutigen Gardaseethale entlang, zog und allmählich im Laufe der Eiszeit zerstückelt wurde, in dem Masse als der Gardasee eingetieft wurde und Schluchten neben ihm zur Entwicklung kamen, sodass bereits zur letzten Eiszeit der Gletscher in diese Schluchten hinaufdringen konnte. Gestützt wird diese Ansicht durch die Tatsache, dass die Ablagerungen in den Umflussungsrinnen gewöhnlich zämentiert und mit Breccien verknüpft sind, die ein altes Aussehen haben. Cozzaglio hält sie daher für interglacial, und die mit Moränen verknüpften (Breccien von Tignale für altglacial (x nach der Bezeichnungsweise der *Système glaciaire*), nachdem er 1891 die Mutmassung ausgesprochen hatte, sie könnten Moränen sein. Sacco ist ihm hierin 1896 gefolgt. Unsere Erfahrungen hindern uns, das Alter einer alpinen Quartärablagerung lediglich nach dem Grade ihrer Verfestigung zu beurteilen; sind doch die Niederterrassenschotter an zahlreichen Stellen, namentlich in Kalkgebieten, es sei nur an das der Steyr (S. 95) erinnert, verkittet. Am Gardasee sind wir aber in einem Kalkgebiete, dessen Trümmer leicht verbacken. Sie spielen hier am Saume des alten Gletschergebietes eine sehr grosse Rolle, so wie an heutigen Gletschern, gegen deren Ufermoränen sich häufig der Schutt der Nachbargehänge lehnt. Darum darf uns nicht wundern, dass wir gar nicht selten schräge geschichtete Partien finden, wie bei Tignale, die dem Gehänge folgen; wir dürfen daraus aber ebensowenig auf stattgehabte Schichtstörungen folgern, wie aus dem umgekehrten Falle, wo Schuttmassen vom Saume des alten Gletschers abfallen. So ist es an der Südseite der Umflussungsthalstrecke von Fornaci, wo eine Nagelfluhpartie nach der Art eines Übergangskegels nordwärts fällt: Wir haben hier den zämentierten Damm vor uns, den der Gletscher auf der Südseite jenes Thälchens aufwarf, wogegen Cozzaglio hier eine Störung mutmasst. Er legt ferner auf das Auftreten von Lehm Gewicht, welcher z. B. in der eben genannten Thalstrecke die Ziegelgewinnung ermöglicht. Derartige Lehm Massen treten fast regelmässig in verlassenen Thalstrecken auf. Eine solch' tiefgründige Zersetzung, wie sie die Altmoränen am Chiese aufweisen, kenne ich an der Westflanke des Gardasees nur bei Liano oder Gargnano, eine Ferrettisierung nirgends. Wenn ich auch also kein Bedenken trage, die geschilderten Ablagerungen von Tremosine der Würm-Eiszeit zuzuweisen, so zweifle ich doch nicht daran, dass auch ältere vorkommen. In den Moränen auf der rechten Seite des Baches von Campione oder S. Michele finden

sich Gerölle löcheriger Nagelfluh. Cozzaglio leitete sie aus der Nagelfluhablagerung her, die bei Sarmerio ansteht; ich habe letztere nicht besucht.

Die Ufermoränen von Bondo für die höchsten der Würm-Eiszeit haltend, parallelisiert Cozzaglio sie mit den Endmoränen, welche den Ledrosee in 655 m Höhe absperren, und weist die zwischen beiden hoch gelegenen erratischen Blöcken an der Grenze zwischen Limone und Ledrothal der vorletzten Vergletscherung zu, ebenso wie einzelne erratische Blöcke, die er in 900 m Höhe bei Dalco gefunden. Er erhält darnach für die letzte Vergletscherung ein allerdings sehr geringes, aber durchaus gleichmässiges Oberflächengefälle, für die vorletzte Vergletscherung hingegen ein stufenförmiges mit einem grossen Abfalle zwischen dem Ledrothal und dem Gebiete von Tremosine. Dieser Gefällsbruch veranlasst ihn, hier eine ehemalige Felsschwelle anzunehmen, welche erst in der letzten Interglacialzeit geschwunden sei. Nach unseren Beobachtungen zeigt sich zwar, dass sich im oberen engeren Teile des Gardaseethales die Eisoberfläche rascher senkte, als im unteren, weiteren und auch als weiter oberhalb; aber dieser Gefällswechsel ist durch die Einengung des Eisstromes hinreichend erklärt; er kann die Annahme eines im Laufe der Eiszeit geschwundenen Riegels nicht stützen, der das Gardaseebecken in zwei zerlegte, da dieses während der letzten Vergletscherung uns bereits als ein Ganzes entgegentritt.

Ablagerungen innerhalb der Ufermoränen, Scagliascholle von Torri.

Innerhalb der Ufermoränen finden sich, abgesehen von den Verbauungen der rechtsseitigen Nebenthäler, am Gardasee nicht übermässig ausgedehnte glaciale Bildungen. Das Ostgehänge ist über und über mit Moränenmaterial bedeckt, welches nicht selten die Form von Uferwällen annimmt. Gletscherschliffe sind hier allenthalben häufig während sie an den steilen Westwänden des Sees selten vorkommen. Letztere haben nicht einmal Anzeichen glacialer Rundung, sondern, wie unser Vollbild S. 903 zeigt, von Riva bis Gargnano hin lediglich Abbruchformen, und zahlreiche offene Randklüfte z. B. bei Tremosine künden an, dass weitere Abbrüche bevorstehen. Weiter südlich weisen die Gehänge der Scaglia zwischen Gargnano und Salò mannigfache Rutschungen auf. Hier auch bauen sich bei Toscolano und Fasano Deltas in den See, welche gutentheils auf Kosten der Verbauungen in den zugehörigen Thälern entstanden sind.

Koken hat 1900 eine Überlagerung von Scaglia auf Ammonitenkalk in den Steinbrüchen von Torri auf glacialen Druck zurückgeführt. Ich sah dort 1902 die von ihm beschriebenen Lagerungsverhältnisse. Eine Scholle von roter Scaglia, etwa 25 m lang und 2 m mächtig, mit gewellter Schichtung, überlagert den seewärts fallenden roten Ammonitenkalk. Darüber folgt Grundmoräne, die sich jedoch schärfer von der Scaglia abhebt als Koken angibt; sie schneidet letztere schräg ab und kommt dann unmittelbar auf den Ammonitenkalk zu liegen, der unter ihr deutliche Gletscherschliffe zeigt. Auch der Kontakt zwischen der Scaglia und dem Ammonitenkalk ist eine glatte Fläche, auf welcher man stellenweise eine feine Schrammung parallel den eben erwähnten Gletscherschliffen bemerkt; daneben läuft eine gröbere Furchung im Sinne des Fallens der Fläche, Es ist denkbar, dass die ganze Scagliascholle durch den Gletscher bewegt worden ist, aber ein zwingender Beweis dafür lässt sich nicht beibringen. An der Grenzfläche findet sich nicht eine Spur glacialen Materiales.

Jungtertiär bei Salò.

Oberhalb der höchsten erratischen Blöcke erheben sich bei Salò die steilen Felswände des M. S. Bartolomeo (568 m). Sie werden — vgl. Fig. 114 S. 873 — von einem Konglomerate von vorwiegend kalkigem Materiale gebildet; selten ist Porphyr von Cozzaglio (1899 II) beobachtet; krystallinische Schiefer und Tonalit fehlen. Unten ist das Gerölle mittelgross; nach oben geht es in ein wahres Riesenkonglomerat über. Am Ostabfalle des Berges, südlich vom Passo la Stacca findet sich unter dem Konglomerate in 500 m Höhe blauer fossilführender Tegel, der unmittelbar auf der Scaglia aufruhet. Wir begegnen ihm wieder auf der Nordseite des Berges, wo ihn der nach S. Bartolomeo führende Karrenweg bis 530 m Höhe blosslegt. Hier wechsellagert er

mit gelbem Sande; in diesem finden sich häufig Holzstücke und Blattreste, im Tegel aber in ihren natürlichen Stellungen zahlreiche Muscheln. Wenig höher stellt sich dann das Konglomerat ein, in dem Gerölle mit Eindrücken vorkommen, weswegen auch hier an einer Überlagerung nicht zu zweifeln ist. Aber unweit davon reicht das Konglomerat in tieferes Niveau herab. Wahrscheinlich läuft eine Störungslinie mitten durch den Berg.

Gümbel (1895) und Sacco (1896) erklären den Tegel für pliocän, ersterer unter Hinweis auf die reiche von Egger beschriebene Foraminiferenfauna, letzterer unter Anführung von *Nassa semistriata*, *Turitella subangulata*, *Ringiculetta buccinea*; nach ihm lauter gemeine Arten des Piacenziano. Meine eigene Ausbeute beschränkte sich 1890 nach freundlicher Bestimmung von Th. Fuchs auf *Lucina globosa* Desh., einer obermiocänen Art, und *Arca diluvii* Lam. Meinungsverschiedenheiten herrschen in Bezug auf das hangende Konglomerat. Paglia (1889) und Gümbel (1895) parallelisieren es mit den Nagelfluhablagerungen der Nachbarschaft; ersterer stellt es zum Villafranchiano, letzterer zum Quartär. Cozzaglio (1891) hingegen verweist es in das Liegende des Pliocäns, annehmend dieses sei in Spalten des Konglomerats abgelagert, und rechnet letzteres zum Messiniano; ihm folgt in Argumentation und Auffassung Sacco (1896). Angesichts der am Ostabfalle klar erkennbaren Auflagerung des Konglomerates auf dem Tegel ist diese Anschauung unhaltbar. Aber auch die Parallelisierung mit den benachbarten Nagelfluhablagerungen ist nicht durchführbar; wir haben es am M. S. Bartolomeo mit einem Konglomerate zu tun, das nicht mit Moränen in Beziehung steht und sich durch seinen Mangel an Geröllen krystallinischer Gesteine — was Gümbel nicht bemerkt hat — von den mit den Moränen verknüpften Schottern unterscheidet. Letztere enthalten Etschmaterial, unser Konglomerat nach Cozzaglio (1899 II) nur solches aus dem unteren Chiesethal, wo auch nördlich vom M. S. Bartolomeo ein weiteres Vorkommen von ihm auftritt. Es erhält durch das Auftreten von Eindrücken auf seinen Geröllen, eine Erscheinung, die im alpinen Quartär so gut wie gar nicht in typischer Weise vorkommt, ein älteres Gepräge. Unmittelbar im Hangenden des marinen Pliocäns gelegen, erscheint es uns als das nächstjüngere Schichtglied. Wenn irgend wo am Saume der Alpen Villafranchiano vorhanden ist, so ist es hier der Fall.

Sacco (1896), ebenso wie Cacciamali (1896) und Cozzaglio (1899 II) haben die grosse tektonische Bedeutung des Pliocänvorkommnisses am M. S. Bartolomeo bereits nachdrücklich betont. Im Verein mit dem von Castenedolo weist es, wie unser Profil Fig. 114 deutlich erkennen lässt, auf eine stattliche Erhebung des Gebirges westlich vom See gegenüber der südlich angrenzenden Ebene; denn hier wie da haben wir es ausgesprochenermassen mit Seichtwasserformationen zu tun. Spuren dieser postpliocänen Hebung haben wir bereits wiederholt (vergl. z. B. S. 771) auf der Südseite der Alpen kennen gelernt. Hier stehen wir an ihrem Ostende; weiter östlich ist marines Pliocän nirgends mehr am Südfusse der Alpen gefunden worden. **Ledrothal.**

Am oberen Ende des Gardasees hat das Ledrothal dem Gardagletscher die Gelegenheit geboten, einen Arm dem Chiesegletscher weit entgegenzustrecken. Das Ledrothal mündet über der Ponaleschlucht stufenförmig hoch über dem Gardasee, und ist durch das Ampolathal gegen das Chiesethal geöffnet. Wir finden in ihm ganz ähnliche Verbauungen wie wir sie bereits in den Nebenthälern auf der Westseite des

Gardasees kennen gelernt haben. Die eine sperrt den 48 m tiefen Ledrosee ab. Wir sehen hier ein Paar westwärts gekrümmte Moränenwälle, oberhalb welcher sich genannter See in ähnlicher Lage befindet, wie der zeitweilige Bondosee in Tremosine. Tiefer finden sich auch Schotter; ein Gletscherschliff unterhalb Biacesa verrät den Weg des Eises. Viel tiefer liegend als die obersten in das Niveau der Würm-Vergletscherung gehörigen erratischen Blöcke auf den Bergen südlich vom Ledrosee markieren die Moränenwälle am Ledrosee ebensowenig den Maximalstand jener Vereisung wie die von Tremosine. Zahlreiche Findlinge erweisen, dass dieselbe über Tiarna da sopra hinausgereicht hat. Sie finden sich hier im Sacchethale bis 930 m Meereshöhe in den unteren Partien einer bald lockeren, bald lose verfestigten Schuttmasse lokalen Ursprungs, welche am Wege gegen den Giovopass eine ziemlich steil thalab geneigte Terrasse bildet. Diese bricht gegen Tiarna da sopra jäh ab, ebenso wie ähnliche Ablagerungen nördlich dieses Dorfes, nördlich Tiarna di sotto, sowie endlich südlich von beiden östlich vom Laghetto d'Ampola. Alle diese Schuttmassen machen den Eindruck einer zweiten, höheren Verbauung, aufgeschüttet von den Gewässern des Thales am Saume der Würm-Vergletscherung. Letztere ist auch nicht in das von Norden kommende Val dei Concei eingedrungen. Lepsius hob bereits 1878 hervor, dass dieses Thal frei von den sonst durch alle südtiroler Alpenthäler verbreiteten erratischen Blöcke sei und erklärte dies durch die Annahme, dass letztere nicht hineingefrachtet werden konnten, weil sie durch einen Lokalgletscher daran gehindert gewesen seien.

So zutreffend diese Beobachtung ist, so wenig ist Lepsius beizupflichten, wenn er für unmöglich hält, dass der Gardagletscher durch das Ponalthal in das Ledrothal hinaufgeflossen sei, und die hier vorhandenen Tonalitblöcke einem Zweige des Chiesegletschers zuschreibt, der durch das Ampolathal eingedrungen sei. Letzteres macht nicht den Eindruck einer alten Gletscherbahn: es ist eine enge, mehrfach gewundene Schlucht mit steilen Wänden ohne Gletscherschliffe und Moränen, ganz verschieden von den einst vom Eise überflossenen Passthälern. Erratische Blöcke finden sich allerdings auch hier namentlich unterhalb des ehemaligen Fortes von Ampola; Lepsius verfolgte sie sogar ein Stück in die Seitenschlucht des Lorinathales hinein. Sie dürften von einem Aste des Chiesegletschers herrühren, der hier eingedrungen war; ob dieser mit dem Ledroaste des Etschgletschers zusammenstiess oder von ihm durch ein eisfreies Thalstück getrennt war, müssen spätere Untersuchungen entscheiden. Die Physiognomie des Ampolathales erinnert mich lebhaft an die des Thales von Ballabio an der Ostseite des Comosees (vergl. S. 797): Wie dieses in das Thal Introbbio, so führt es in das von Ledro, ohne dass ein Übergang zu bewerkstelligen ist. Die Passhöhe wird in einem engen Einschnitte von Schuttkegeln gebildet, zwischen denen ein abflussloses Stück liegt. Sichtlich ist sie hier wie da vom Wasser überflossen gewesen, in unserem Falle wahrscheinlich noch zu jener Zeit, als der Etschgletscher am unteren Ende des Ledrosee endete; damals bot sich den Wassern des Ledrothales kein anderer Ausweg, als durch das Ampolathal. Die höchste Felsenschwelle liegt hier ober dem obersten Wasserfalle nur wenig höher als der Spiegel des Ledrosee (655 m), nämlich in etwa 670 m Höhe.

Dass Chiese-Eis über den Giovo-Pass in das Ledrothal eingedrungen sei, wie Lepsius annimmt, konnten wir nicht bestätigen (S. 867).

Zungenbecken des Idrosee.

Während der Etschgletscher im Gardaseethale enorme Schuttmassen in die Poebene frachtete und hier das grösste Moränenamphitheater am Südrande der Alpen aufbaute, hat der mehrfach mit ihm verbundene innerhalb des Gebirges endende Chiesegletscher nur unbedeutende Endmoränen hinterlassen. Sein Ende ist aber hier kaum minder deutlich hervorgehoben; es wird durch eines der auffälligsten Zungenbecken gekennzeichnet, das wir innerhalb der Alpen haben. Gegen das Gletscherende wird

das Chiesethal breiter und breiter und nimmt die Gestalt eines langgedehnten Beckens an, das in dem nach Pavesis Messungen 122 m tiefen Idrosee oder Eridio endet. Bis an dessen Ausfluss reichte der Chiesegletscher; weiter abwärts wird das Thal wieder schmal, sogar schmäler als weiter oberhalb.

Vergeblich sucht man an den Flanken des eridischen Beckens solche Serien von Ufermoränen, wie sie am Iseosee bei Sale Marasino und Sulzano auftreten. Gehängeschutt, zu Breccie verkittet, umsäumt das untere Seeende; darunter erscheinen nur ab und zu Moränenspuren. Einem deutlichen Uferwalle begegnen wir im Dorfe Anfo; bei S. Petronilla bis 531 m ansteigend, buchtet er sich in die Stufenmündung des T. Re; eine Verbanung von gleicher Höhe tritt im gegenüber gleichfalls stufenförmig mündenden Lorazethal entgegen. Darnach möchte ich auf eine Höhe der Gletscheroberfläche von 600 m in der Gegend von Anfo schliessen; am oberen Seeende dürfte sie, nach den Formen des M. Suello zu urteilen 950 m hoch gelegen gewesen sein; am oberen Ende des eridischen Beckens notieren wir sie am Rangosattel in 1200 m. Darnach haben wir im Becken auf 20 km ein mittleres Gefälle der Eisoberfläche von 40 ‰; über dem See aber scheint es noch stärker gewesen zu sein.

Terrassen des Chiesethales.

Auch der Seeausfluss legt keine Moränen bloss. Er stürzt sich über die Trümmer eines vom linken Thalgehänge abgegangenen Bergsturzes. Sie sind es, welche den See stauen. Weiter abwärts stellt sich dann in der Gegend von Lavenone eine deutliche Niederterrasse ein, die bei Vestone den Fluss um 40 m überragt. Oberhalb des Städtchens findet sich unweit Promo daneben der Rest einer höheren, 140 m über den Fluss ansteigenden Schotterterrasse mit beinahe 100 m hohem Felsensockel. Man denkt an eine Hochterrasse neben der Niederterrasse; die Abwesenheit glacialen Materials in ihr vergewissert uns, dass keine ältere Vergletscherung bis hierher gereicht hat. Das eridische Becken scheint das Ende der Würm- wie auch der Riss-Vergletscherung geborgen zu haben; möglicherweise war es von jener nicht ganz ausgefüllt.

Die Niederterrasse von Vestone begleitet den Chiese aus dem Gebirge heraus, wo sie zwischen den Moränen des Etschgletschers und den Brescianer Bergen breiter und breiter wird und schliesslich in die Poebene übergeht. Sie setzt nur stellenweise in Engen aus und wird durch die Moränenausstülpung des Etschgletschers bei Tormini sehr eingeschnürt. Auffällig sind in ihr zahlreiche grosse Blöcke von Tonalit, Porphyry und Urgestein, welche ihre Oberfläche bei Sabbio Chiese, Pavone und Vobarno in grosser Menge überstreuen. Ihr Auftreten erinnert an die zahlreichen grossen Blöcke in der Hochterrasse des Durancethales (S. 701), und hier wie da (vergl. S. 724) drängt sich der Gedanke auf, dass sie bei Ausbrüchen von Gletscherstauseen fortgewälzt worden seien. Solche Seen mussten den Saum des Chiesegletschers am Idrosee ganz ebenso begleiten, wie den des Etschgletschers am Westufer des Gardasees. Haben jene Seeausbrüche vielleicht die Moränenablagerungen an der Zunge des Chiesegletschers weggewaschen?

Interglacial im Vrendathale.

Bei Sabbio Chiese wird die Niederterrasse (300 m) am rechten Flussufer durch eine höhere Terrasse (370 m) überragt, die oberflächlich mit dem rötlich-braunen

Lehm der Gegend bedeckt ist. Sie besteht aus ziemlich fester Nagelfluh, die ihrerseits vornehmlich aus Kalken und seltenen Porphyren zusammengesetzt ist; Tonalite und Urgestein fehlen. Unter der etwa 40 m mächtigen Nagelfluh lagern Thone, nach oben in lockeren Sandstein übergehend. In jenen fand ich südwestlich von Sabbio in 320 m Höhe folgende von F. Sandberger bestimmte Arten: *Bythinia tentaculata* L. sp., *Helix obvoluta* Müll., *Sphaerium corneum* var. *nucleus* Stud. Diese Ablagerungen erstrecken sich nicht im Chiesethale aufwärts, sondern erfüllen das Nebenthal der Vrenda, in welchem ihre Verbreitung von Sacco 1896 weiter verfolgt worden ist; er stellt den hangenden Lehm zum Sahariano, die Nagelfluh und die liegenden Thone zum Villafranchiano. Letzterer Deutung können wir uns nicht anschliessen; die oben genannten Arten sind rezente und nicht solche des typischen Villafranchiano von Fossano; auch liegt die Ablagerung viel tiefer, als die gar nicht weitentfernte Nagelfluh des M. S. Bartolomeo, die wir mit Wahrscheinlichkeit dem Villafranchiano zuweisen dürfen. Dagegen pflichten wir Sacco bei, wenn er die Schichtfolge im Vrendathale mit der von Leffe im Val Gandino vergleicht. Beide Vorkommnisse finden sich auch an homologen Stellen; als Ausfüllung von Seitenthälern neben dem Hauptthale, welches wiederholt von fluvioglacialen Ablagerungen erfüllt wurde. Dem Niveau nach ist die Nagelfluh von Sabbio gleich dem hochgelegenen Schotter bei Vestone eine Hochterrasse, und man kann sich ihre Ablagerung ebenso wie die der Hangendschotter von Leffe als Folge der Akkumulation einer nunmehr allerdings grösstenteils zerstörten Hochterrasse im Chiesethale denken. Die Liegendthone des Vrendathales verweisen wir aus gleichen Gründen wie die von Leffe in die Mindel-Riss-Interglacialzeit (vergl. S. 839).

Moränenamphitheater von Rivoli Veronese; Veroneser Klause.

Der Ast des grossen Etschgletschers, welcher dem Etschthale bis zu dessen Mündung in die Poebene folgte, hat hier ein zwar kleines, aber ausgezeichnet entwickeltes Moränenamphitheater hinterlassen. Aus dem Engthale oberhalb Rivoli herausquellend, in dem er durch den schmalen Sporn von Spiazzi an seinem rechten Gehänge bis fast unmittelbar an den Thalausgang zusammengehalten wurde, breitete er sich in Gestalt eines kleinen Fächers von wenig mehr als 3 km Halbmesser im wesentlichen westwärts von Rivoli aus, einen Kranz von fast unverletzt erhaltenen Stirnmoränen aufbauend. Die höchsten erreichen beinahe 300 m Höhe. Ihnen liegen aussen Reste eines weiteren, niedrigeren Jungmoränenwalles vor, und sie umklammern eine Hochfläche von beinahe 200 m Höhe, aus welcher die Firste von drei weiteren Endmoränenwällen hervorragen. Zusammengesetzt wird jene Hochfläche aus horizontal geschichteten, lose verkitteten Schottern, welche einen bräunlichen, deutlich geschichteten Thon überlagern; aus diesem Komplex ragt inselförmig der Berg von Castello heraus, der an seiner Nordseite einen westlich gerichteten Gletscherschliff trägt. Wir haben hier die ungewöhnlich hoch hinauf reichende Ausfüllung eines kleinen Moränenamphitheaters vor uns. Eine solche musste sich entwickeln, da der Ausfluss aus dem Amphitheater nicht, wie die Regel, den Moränenkranz quert, sondern an dessen einer Flanke erfolgt, wo sich die Moränen auf festes Gestein legen. Hier durchbricht die Etsch in der Veroneser Klause einen südwärts gestreckten Sporn des M. Pastel. Deutlich sieht man (vergl. Fig. 118), wie dieser Sporn unter die Moränen des M. la Mesa (312 m) untertaucht. Unter letzterem hätte der Fluss einen bequemen Ausweg gefunden; nördlich und südlich davon reichen die Glacial-

ablagerungen bis zum Wasserspiegel (94 m) herab. Es gehört die Veroneser Klause hiernach zu den epigenitischen Durchbrüchen. Werden einmal die Moränen des Amphitheaters der Ablagerung erlegen sein, so wird man den Einschnitt im Sporn des M. Pastel noch deutlicher erkennen und der abgeschnittene M. la Rocca (263 m) wird als Inselberg entgetreten, ähnlich dem M. Castello (240 m) inmitten des Amphitheaters und ein kleiner südlich gelegener Gipfel bei C. Montindone (277 m). Beide liegen in der Richtung des Spornes von Spiazzi am rechten Etschgehänge. Deuten sie auf alte, westwärts gerichtet gewesene Etschläufe, die sich in die Bucht von Garda ergossen?

Etschthalsee.

Das Durchsägen der Veroneser Klause hat viel Zeit gebraucht und lange bestand der von den Endmoränen gestaute See von Rivoli. Weit musste er sich auch im Etschthale aufwärts erstrecken; denn der Sporn hat eine beträchtliche Höhe. Der Umstand, dass sich eine bis auf 189 m herabgehende Lücke in der Moränenumwallung südlich von Rivoli findet, hindert uns aber jene nach dem M. la Rocca sondern (263 m) zu beurteilen; wir dürfen sie für die Zeit, als die Etsch über den Sporn zu fließen begann, nicht höher als rund 190 m ansetzen. Das ist das Niveau, bis zu welchem zahlreiche alte Deltas sich im Etschthale bis in die Gegend von Rovereto finden. Ein solches sehen wir beispielsweise bei S. Margherita oberhalb Ala. Hier baut sich ein abgestutzter Schuttkegel ins Thal. Die Höhe, in der seine flache Böschung aufhört und sich eine steilere einstellt, ist rund 190 m. Höher ist sein Schotter horizontal, tiefer schräge geschichtet. Die unregelmässig meist schräge geschichteten Sande der niedrigen Etschterrasse dicht oberhalb Rovereto, bis rund 190 m Höhe ansteigend, markieren das obere Ende dieses Etschthalsees; mit dem Bergsturze der Lavini di Marco haben sie nichts zu thun, denn sie kehren unmittelbar unter demselben im Dorfe Marco wieder.

Altmoränen und ältere Schotter am Ausgange des Etschthales.

Um das Moränenamphitheater von Rivoli schlingt sich ein Übergangskegel von Niederterrassenschottern, welcher mit dem der benachbarten Jung-Endmoränen des Etschgletschers an der linken Seite des Gardasees verwächst. In dem also entstandenen Schotterfelde umgeht der Tassofluss unser Amphitheater und fliesst schliesslich zwischen den Etsch- und Etschthalmoränen der Etsch zu. Am Südflusse des M. Baldo-Zuges aber, im Winkel zwischen den Jungmoränenwällen der beiden aus ihren Thälern hervorquellenden Gletscherzungen, finden sich ältere Moränen, bedeckt mit Lehm und verzahnt mit Gehängebreccien (vergl. Fig. 119, S. 873). Sie erweisen, dass einst, wahrscheinlich während der Riss-Eiszeit, der zwischen Gardasee und Etschthal gelegene Teil des Südfusses der Alpen von Gletschern bedeckt gewesen ist. ^{Gardasee}~~Etsch-~~ und Etschthalgletscher waren damals verschmolzen und versperrten nach Nicolis (1895) den im Gebirge gelegenen Teil des Tassothales, sodass hier ein kleiner Stausee entstand. Zahlreiche Rutschungen erschweren den Einblick in die Zusammensetzung des dortigen Geländes; oberflächlich liegen bis gegen Porcino noch erratische Geschiebe umher und eine Gruppe von Trümmern eines krystallinischen Gesteins in etwa 570 m Höhe auf der Südseite des Sattels zwischen Cimo Grande und M. Cordospino macht wahrscheinlich, dass über jenen Sattel Eis vom Etschthal in das Tassothal gelangt ist. Wir ziehen daher auf unserm Nebenkärtchen (S. 835) das obere Tassothal theilweise in das Bereich ehemaliger Gletscherbedeckung ein.

Südlich vom Amphitheater von Rivoli kennen wir keine Altmoränen. Aber Gerölle löcheriger Nagelfluh in den Niederterrassenschottern am Tasso und an der Etsch weisen darauf, dass hier ältere Quartärbildungen einst vorhanden waren. Möglicherweise finden sich Schotter der Riss-Eiszeit unter der Hochfläche von Monte alto di sotto gegenüber Volargne.

Eine von Nicolis 1895 erwähnte präglaciale Nagelfluh auf dem M. Poggio di S. Ambrogio hat nichts mit den Glacialbildungen zu tun. Sie besteht ausschliesslich aus Kalken der Nachbarschaft; Gerölle aus dem oberen Etschgebiete, Porphyre, krystallinische Gesteine u. s. w. fehlen. Charakteristisch sind hier wie in der Nagelfluh des M. S. Bartolomeo bei Salò die schon von Nicolis erwähnten Gerölle mit Eindrücken. Mit jener ist unsere Nagelfluh möglicherweise zu parallelisieren; wir schliessen uns daher in diesem Falle der Ansicht Sacco's an, der sie für Villafranchiano hält.

Aufschüttung der Poebene südlich vom Gardasee und Nachbarthälern.

Die Niederterrassen des Gardagletschers, des Chiesegletschers und des Etschthalgletschers verschmelzen miteinander und bilden den südlich vom Gardasee gelegenen Teil der Poebene. Das Verschwinden des äusseren Moränengürtels im Süden des Gardaamphitheaters, mag es durch Untertauchen oder durch seitliche Erosion verursacht sein, veranlasst uns, unter dem weiten Niederterrassenfelde noch ältere fluvioglaciale Ablagerungen anzunehmen und in dem Komplex von Schichten, den die Bohrlöcher hier über dem Pliocän nachweisen, Äquivalente des gesamten Eiszeitalters zu mutmassen. Dieser Komplex ist von sehr bedeutender Mächtigkeit. Toldo berichtet von einem Bohrloche zu Cremona am Po, das bis 237 m Tiefe herabführt und das Pliocän nicht erreicht (Fig. 115 S. 873), aber in 215 m Tiefe noch ein Torflager erschliesst. Nach Tommasi treffen auch die vier 107—123 m tiefen Bohrlöcher in Mantua (Fig. 116 S. 873) nicht das marine Pliocän, sondern durchsinken Sande und Thone, in welchen letzteren Corti 1895 bis zu 92 m Tiefe herab rezente Süsswasserdiatomeen nachwies, in 76—79 m Tiefe z. B. 36 Arten, von denen 18 auch in den Torfen am Tessin (vergl. S. 793) vorkommen; 13 gehören der alpinen, 6 der nivalen Zone an; in 91—92,5 m Tiefe waren von 10 Arten nicht weniger als 5 nivale. Also tief unten in der Poebene Zeugen eines eiszeitlichen Klimas! Endlich führt keines der Bohrlöcher von Legnago, die Toldo erwähnt, bis zum marinen Pliocän; das 111 m tiefe der Contrada Mura daselbst (vergl. Fig. 119 S. 873) erschloss in 70 m und 103 m Tiefe Torf, welcher also hier bis 87 m, bei Cremona 180 m unter dem Meeresniveau gelegen ist, während bei Mantua das unterste Vorkommen von Süsswasserdiatomeen rund 70 m unter dem Spiegel der Adria liegt. Die Poebene südlich des Etschgebietes ist ebenso wie südlich der insubrischen Seen eine gewaltige Geosynklinale, entstanden während des Eiszeitalters, erfüllt mit einem mächtigen Komplex sandiger und thoniger Schichten. Dieser bildet im Verein mit den Moränen und Schottern südlich des Gardasees, deren Liegendes nirgends erschlossen ist, einen enormen Damm, welcher jenen See staut, und durch dessen Wegnahme man den Seespiegel um sehr viel, mutmasslich um mehr als 150 m senken könnte. So ist denn der Gardasee gleich dem Langen- und Comosee (vergl. S. 809) zu einem guten Teile Abdämmungssee.

A. Grund hält einen entsprechenden Komplex sandiger und thoniger Schichten in den Bohrlöchern von Grado und Venedig, weil er im Hangenden von Schottern auftritt, für postglacial (Die Entstehung der Geschichte des Adriatischen Meeres. Geogr. Jahresber. a. Österreich VI. 1907. S. 1). Das Vorkommen von Torfen mit glacialen Diatomeen in unserem Komplex vergewissert uns, dass dieser namentlich Gebilde des Eiszeitalters umfaßt, die mitten in der Poebene in anderer Facies als am Alpensaume auftreten, was wir bereits S. 793 für die Gegend von Mailand erwiesen.

VII. Übertiefung des Etschgletschers.

Vintschgau und Gegend von Meran. Etschthal in der Etschbucht; Bänder und Gesimse. Eisackthal. Engen und Weitungen; Schlucht des Kuntersweges. Pusterthal. Beckenmündungen. Nocethal. Avisiothal. Übertiefung des Etschthales am Abfalle des Mendelrückens. Mündungsenge des Etschthales und Thal von Loppio. Eiszeitliche Thalverlegung der Etsch. Pass von Terlago. Val Sarca. Sarcaschlucht und Val Cavedine. Val di Genova und Val di Fumo. Val di Rendena und Becken von Stenico. Pass von Roncone und Chiesethal.

Gardaseethal, Struktur. Alter des Gardasees. Verhältnis von Wanne und Thal des Gardasees. Vermeintliche Entstehung des Gardasees durch Krustenbewegungen. Entstehung des Gardasees durch glaciale Erosion. Der Gardasee kein Reliktensee. Der Pass von Pergine. Alter der Gesimse im Etschgebiet. Postpliocäne und quartäre Verbiegung des Alpensaumes. Beträge der postpliocänen und quartären Verbiegung. Alter der Oberflächenformen im Etschgebiet.

Vintschgau und Gegend von Meran.

Das Etschthal ist in einer Weise übertieft, wie kein zweites Thal der Alpen. Die Übertiefung beginnt auf dem Passe von Reschen-Scheideck. Das überfließende Eis des Inn-gletschers hat ihn stark ausgefurcht; stufenförmig, rund 400 m über dem Passe, münden die Thälchen des von Westen kommenden Rojen- und Zerzer-Baches. Johann Müllner hat 1900 gezeigt, dass beide früher dem Inn tributär waren und ausgeführt, dass sie ihm durch Anzapfung von Seiten der Etsch entfremdet wurden. Wir glauben, dass letzteres direkte Folge des Überfließens der Eismassen ist: Wie auf dem Malojapasse hat die Transfluenz den Pass nicht bloss vertieft, sondern die Wasserscheide auch zu Gunsten des Flussgebietes, wohin das Überfließen stattfand, verschoben. Ein Trog ist quer über den Pass hineingeschnitten worden mit Gefälle nach Süden. Dadurch sind die kleinen zum Passe herabführenden Thäler des Unterlaufes beraubt worden und münden nun auf hohen Stufen, an deren Fuss sie einbiegen. Dies sieht man besonders deutlich am Vivanithale, einem wahren Modelle eines Hängethales auf der Ostseite des Passes. Ganz grossartig ist die Übertiefung des Vintschgauer Thales. Nur das von Westen kommende Tauferer- oder Münster-Thal, wol das eigentliche Stammthal der Etsch, mündet gleichsohlig, sonst allenthalben Mündungsstufen, worauf St a c h e und J o h n bereits hingewiesen haben. Typische Beispiele liefern das Matscher Thal oberhalb Schluderns und das Schnalser Thal oberhalb Naturns; so manchem Wanderer, der von hier ins Oetzthal ging, ist der steile Berg in Erinnerung, den er neben der Mündungsklamm des Schnalser Baches erstieg, nachdem er zuvor prächtige Gletscherschliffe am Gehänge des Etschthales bemerkt hatte. Auch das Suldenthal mündet stufenförmig; doch ist die hohe Stufe von Stilfes bereits tief zerschnitten. Der Gesamtcharakter des Thales ist der eines Troges; aber der Trogboden ist tief begraben unter aussergewöhnlich grossen Schuttkegeln; diese jedoch lehnen sich meist an steil abfallende Thalwände. Nicht selten sieht man über den letzteren breite Terrassenflächen; solche zeigen sich in 2000 m Höhe beiderseits der Passhöhe von Reschenscheideck, von wo sie bezeichnender Weise in Erinnerung an frühere hydrographische Zustände etwas gegen Süden ansteigen; sie treten namentlich im Knie des Vintschgaus bei Neu-Spondinig, im Schludernser, Sonnen- und Laaser Berge in 1400—1500 m Höhe entgegen; wir treffen deren zwei bei Naturns (Sonnenberg 1300—1400 m, Rofen 1013 m), und gegenüber Partschins (Aschbach 1353 m und St. Martin 1272 m, Quadrat 814 m).

Die Übertiefung begleitet die Etsch weiter, nachdem sie sich südwärts gewendet hat. Stufenförmig mündet bei Meran das Passerthal; der Küchelberg (500—600 m)

ist die Höhe der bereits stark zerschnittenen und abgeschliffenen Stufe. Zusammenhängender ist die wenig weiter abwärts auf der rechten Thalseite gelegene Mündungsstufe des Ultenthales, an die sich eine langgedehnte Terrasse anschliesst. Sie genau an die Höhe der Quarzporphyrplatte haltend, erscheint sie bei Prissian und Tisens (635 m) wie ein Schichtband, das sich an den Wechsel schwerer und leichter zerstörbarer Gesteine knüpft; sie bildet hier den Sockel der mächtigen Kalkwände des Thales, von denen sie durch Ausbisse der leichter zerstörbaren Grödener und Werfener Schichten getrennt ist; aber wenige Kilometer thalaufwärts springt sie unfern Völlau (718 m) in das Bereich des Tonalites über und erweist sich hier als typischer alter Thalboden. Eine höhere Terrasse liegt weiter abwärts am Burgstalleck (1024 m). Gleichsohlig erscheint die Mündung des Eisackthales; jugendliche Thalauffüllungen erstrecken sich von der Etsch aus ein Stück aufwärts am Eisack und gewähren Raum für die Stadt Bozen; aber unmittelbar oberhalb engt sich das Thal so ein, dass es lange Zeit unwegsam blieb und der Verkehr die breiten Terrassen des Ritten aufsuchen musste. Folgt man der alten Strasse, so erkennt man, dass das Eisackthal in Wirklichkeit stufenförmig mündet, und dass die Stufe ziemlich tief durchschnitten ist. In ähnlicher Weise mündet bei Bozen, worauf bereits 1868 Gredler aufmerksam machte, das Sarntal klammartig, und die berühmte Eggenthaler Schlucht ist die Klamm, welche der Bach in die Mündungsstufe des Eggenthales eingeschnitten hat.

Etschthal in der Etschbucht. Bänder und Gesimse.

Ausserordentlich grossartig ist die Übertiefung jenes Teiles des Etschthales, welches der Etschbucht folgt. Stufenförmig münden die kleinen unterhalb Bozen vom Porphyrrplateau herabkommenden Thälchen, wie das des Brantenbaches bei Leifers: ebenso mündet aber auch das grosse Thal des Avisio bei Lavis, und wenn sich zwischen Deutsch- und Wälschmetz die Etschthalsohle am Noce aufwärts buchtet, so liegen die Dinge in Wirklichkeit doch ebenso wie am Eisackthale bei Bozen; dicht oberhalb folgt die Thalenge von Rocchetta, welche das Ende vom alten Thalboden des Nonsberges bezeichnet. Stufenförmig mündet bei Trient das Thal des Fersnbaches, bei Rovereto das des Leno. Ganz grossartig ist die Entwicklung der Felsterrassen namentlich an der Westseite des Thales. Sie machen wie die unterhalb Meran befindlichen auf den ersten Blick den Eindruck von Felsbändern; denn vielfach wird ihr Abfall von einem besonders widerstandsfähigen Gesteine, ihre Höhe von einem leichter zerstörbaren gebildet. So erscheint die Terrasse von Eppan mit dem Mittelberggrücken (Mannhübel 643 m) unterhalb Bozen ähnlich der von Prissian als der Porphyrssockel des Kalkgebirges der Mendel; aber wenig weiter unterhalb ist die Fortsetzung der Terrasse zwischen Kurtatsch und Margreid bei Penon (600 m) in den Mendeldolomit eingeschnitten, und wenn auch die höher gelegene prächtige Terrasse von Fai (960 m) über Wälschmetz sichtlich an einen in die Triaskalke eingesunkenen Streifen von Scaglia und Eocän geknüpft ist, so sehen wir doch wenig weiter oberhalb bei Unterfennberg (1075 m) in entsprechender Höhe eine Terrasse auf Triaskalk und auf der andern Seite des Etschthales schneidet ein Gesimse von wenig über 1000 m Höhe zwischen Salurn und San Michele Schlerndolomit und Porphyrr quer ab. In der Fortsetzung der tieferen Terrasse von Eppan aber zieht sich von San Michele bis Matarello unterhalb Trient eine Felsterrasse zwischen 400 und 600 m

Höhe, die bald von Bozener Quarzporphyr, bald von Triassschichten, um Trient sogar von Scaglia und Eocän gebildet wird. Ähnliche Unabhängigkeit vom Gesteinscharakter zeigt bei Rovereto die breite, bis 500 m ansteigende Terrasse, auf welcher das Lenothal mündet, sowie höhere Gesimse am Abfalle der Filadonna (Dosso de Vignali 800 m) und des Finocchio (Dosso Lugherini 848 m), welche zu den Hochthälern von Folgareit (Folgaria) und von Cai gehören. Wir haben es in allen diesen Gesimsen mit Resten alter Thalböden zu thun.

Es kann nicht Wunder nehmen, dass in einem Thale, das wie jenes der Etsch unterhalb Bozen im grossen und ganzen dem Schichtstreichen eines aus widerstandsfähigen Schichten zusammengesetzten Komplexes folgt, die Gesimse der alten Thalböden sich vielfach an Gesteinsgrenzen halten, wo sonst die Entwicklung von Bändern begünstigt ist. Nur darf man nicht in jedem Terrassenstücke bloss das Schichtband erkennen und muss beachten, dass es ziemlich ausgedehnte Terrassen gibt, die sich wohl streckenweise längs Gesteinsgrenzen, im grossen und ganzen jedoch parallel dem heutigen Thalboden erstrecken, wovon man sich bereits bei einem Studium der von Vacek geologisch aufgenommenen Blätter der österreichischen Spezialkarte überzeugen kann. Solche Terrassenstücke vergewissern uns, dass die Terrassierung des Etschthalgebirges unterhalb Bozen nicht bloss mit den natürlichen Böschungswinkeln der dort auftretenden Gesteine zu tun hat, sondern mit einzelnen Stadien in der Vertiefung des Thales, welche wie die aller grossen Alpenthäler durch Ruhepausen unterbrochen war. Solcher Stadien haben wir bisher zwei, ein tieferes und ein höheres, unterschieden. Noch höher liegt das Porphyrrplateau von Bozen, es stellt keineswegs, wie man auf den ersten Blick mutmassen möchte, eine Fläche dar, wie eine solche bei der Abtragung des Gebirges an der Oberfläche der Quarzporphyrdecken als blossgelegte Schichtfläche zur Entwicklung kommen musste, sondern verläuft im einzelnen unabhängig von jener Grenze als ein grosses Gesimse; weit reicht der Bozener Quarzporphyr aus den Grenzen des Bozener Porphyrrplateaus heraus und nimmt verschiedentlich die Formen des Hochgebirges an; die Oberfläche jenes Plateaus wird aber keineswegs bloss von Porphyr und auf grosse Strecken vom hängenden Grödener Sandstein zusammengesetzt, sondern sie erstreckt sich selbst über Bellerophon- und Werfener-Schichten hinweg, die in der Gemeinde Ober-Eggenthal am Westfusse des Latemar in den Porphyr eingesunken sind.

Unsere alten Thalböden stehen zu dem ziemlich verwickelten Gebirgsbau der Etschbucht lediglich in mittelbarer Abhängigkeit: sie haben sich insbesondere dort erhalten, wo leichter zerstörbare Gesteine über schwerer zerstörbaren lagern. Wo diese durch tektonische Bewegungen in das Bereich von jenen gebracht worden sind, ziehen sie daher nicht selten das Auftreten von Terrassen nach sich und es sieht dann gelegentlich so aus, als ob die Verwerfung die Ursache der Terrasse sei. So ist z. B. bei Tramin ein Streifen des Mendeldolomits gegen das Etschthal abgesunken, an den sich die Terrasse von Graun (793 m) knüpft; dieselbe hat direkt nichts mit der Verwerfung zu tun, denn letztere bringt weiter nordwärts im Bereiche der Werfener Schiefer kaum einen Gehängeknick hervor. Die mittelbare Abhängigkeit der Terrassenbildung von Verwerfungen tritt namentlich bei den Gehängebändern entgegen; wenn ein zur Bandbildung sich neigendes Gestein von Staffelbrüchen durchsetzt wird, dann kann es scheinen, als ob letztere eine zusammenhängende Terrasse in mehrere Staffeln zerlegt hätten, und als ob die Thalbildung ganz wesentlich durch Krustenbewegungen gefördert gewesen sei. So staffeln Brüche westlich von Rovereto das rechte Etschthalgehänge ab, weil sich an jede der abgesenkten Partien des Eocänkalkes eine Abstufung knüpft. Auch bei Trient verursachen Brüche stufenförmige Absätze des aus Eocänkalken gebildeten Gehänges von Sardagna gegen den Dos Trento. Es lässt sich leicht erkennen, dass in allen diesen Fällen die Abstaffelungen der Gehänge an die Blosslegung desselben Gesteines in verschiedenen Niveaus, nicht aber an ein Zerbrechen bereits gebildeter Terrassen geknüpft ist; denn sobald die Störungslinien aus dem Bereiche verschieden widerstandsfähiger Gesteine sich in gleichartige hinein erstrecken, kommen sie morphologisch nicht mehr zur Geltung. Der verwickelte Gebirgsbau der Etschbucht ist weit älter, als deren Thaltiefen, wie schon daraus hervorgeht, dass letztere vielfach hypogene Strukturen blosslegen.

Die kräftige Terrassierung namentlich des rechten Gehänges beeinträchtigt den Trogcharakter des Etschthales, derselbe wird weiter durch die Entwicklung einer

breiten aufgeschütteten Thalsole gestört, aber er kommt in steilen Felswänden beiderseits der letzteren voll zur Geltung. Der 200 m hohe Sturz des kleinen Baches von Sardagna gegenüber Trient ist ohne starke vorausgegangene Unterschneidung der Thalgehänge nicht denkbar.

Eisackthal.

Wesentlich anders als im Etschtale gestaltet sich die Übertiefung im Eisackthale. Ihr fehlt der Zusammenhang. Hierin spiegelt sich die Thatsache, dass das Eisackthal nicht durchweg wie das Etschthal die Bahn eines Hauptgletschers gewesen ist. Der Brenner, auf dem der Eisack entspringt, trägt ungleich viel weniger als der Pass von Reschen-Scheideck die Spuren vom Überfließen des Eises; er ist eine ziemlich schmale Furche, deren Ausgestaltung vornehmlich durch rinnendes Wasser erfolgt ist. Sie bricht bei Gossensass mit einer Stufe von 200 m Höhe, welche die Eisenbahn zu einer grossen Schleifenbildung nötigt, gegen den breiten und tiefen Trog des Pflerschthales ab. Der Eisack stürzt zu seinem Nebenflusse herab und mit diesem vereint durchmisst er eine stark zerschnittene Stufe, um in das Becken von Sterzing zu gelangen, während zwei andere Thäler hier gleichsohlig münden, im Norden des Pfitscher Thal, welches einen Zufluss von Zillerthaler Eis erhielt, im Westen das grosse von den Stubaiern Fernern kommende Thal von Ridnaun. Beide Thäler sind typische Tröge, deren obere Partien jedoch infolge von Bergstürzen tief verschüttet worden sind, welche sich als ungeheure Dämme, felsige Stufen nachahmend, quer über sie hinweglegen. Erst unterhalb des Dammes von Mareit kommt die Übertiefung des Ridnaunthales voll zur Geltung; da münden das Ratschings- und Jaufenthal stufenförmig; die viel besuchte Gilfenklamm ist der Einschnitt in die Stufe von Ratschings. Das Sterzinger Becken trägt, wie bereits 1903 hervorgehoben wurde, durchweg den Charakter der Übertiefung; es ist eingeschnitten in einen höheren Boden; seine Überreste treten in zwei Gesimsen von 1100 m und 1300 m nahezu ringsum entgegen; auf ihnen mündet das kleine Eggerthal. Das Thalbecken von Sterzing endet dort, wo der Eisack aus dem Bereiche leicht zerstörbarer Schiefer in das des Tonalits von Brixen eintritt; so lange er in diesem fliesst, ist sein Thal steilwandig und eng und trägt den Charakter eines unvollendeten Durchbruches. Das ist der Engpass der Sachsenklemme. Sobald unser Fluss aber wieder in Schiefer kommt, stellt sich abermals eine Thalweitung ein, das Becken von Brixen. Es beginnt mit einem alten Thalboden von 900 m Höhe, dem Schabser Plateau; der Eisack schneidet darin zunächst ein enges Thal ein; dann tritt er in eine breitere sichtlich übertiefte Furche über, in deren Mitte Brixen liegt; beiderseits setzt sich der alte Thalboden in Form breiter dörferbesetzter Gesimse fort. Jene Furche wird unterhalb Brixen zusehends schmaler und läuft schliesslich in die enge Schlucht des Kuntersweges aus, in welcher der Eisack das Porphyrlplateau oberhalb Bozen durchbricht; hoch über ihren stellenweise sehr steilen Wänden kann man den alten Thalboden als einen reich besiedelten Streifen von rund 800 m Höhe weiter verfolgen, beiderseits dessen das Porphyrlplateau in Absätzen höher ansteigt. Auch dieses Gesimse ist unabhängig vom Gesteinscharakter; in der Gegend von Waidbruck tritt es ohne merkliche Höhenänderung aus dem Bereiche des Schiefers in das des Porphyrs über.

Engen und Weitungen. Schlucht des Kuntersweges.

Der geschilderte Wechsel von Engen und übertieften Weitungen im Eisackthale steht in räumlicher Beziehung zum Wechsel der Gesteine längs des Flusses: die

Weitungen knüpfen sich an leicht zerstörbare Schiefer, die Engen treten im Bereiche von Eruptivgesteinen, die der Sachsenklemme im Tonalit, die des Kuntersweges im Bozener Quarzporphyr auf. Von diesen beiden Gesteinen erweist sich der Tonalit allenthalben in den Alpen als äusserst widerstandsfähig gegenüber den thalbildenden Kräften, und wir zweifeln nicht, dass die Enge der Sachsenklemme im wesentlichen durch seine Resistenzfähigkeit verursacht ist. Anders der Porphyr. Dass in ihm breite, übertiefte Thäler eingeschnitten werden konnten, sahen wir im Etschthale zwischen Meran und Bozen; wenn es sich am Eisack im Kunterswege anders verhält, so ist dies wohl nicht bloss mit seinem Auftreten in Zusammenhang zu bringen. In der That sehen wir, dass die übertiefte Furche von Brixen sich schon im Bereiche des Schiefers zu verschmälern beginnt. Ihr Ende in der Gegend von Waidbruck fällt zwar mit der Grenze von Schiefer und Porphyr nahezu zusammen; aber hier ist zugleich auch, wie schon L. de Lagger bemerkte, die Stelle, wo der zwischen den Porphyrbergen der Sarntaler Alpen und den Dolomiten im Osten eingezwängt gewesene Eisackgletscher sich auf dem Bozener Porphyrplateau auszubreiten vermochte; in die Breite gehend, liess aber seine Fähigkeit nach, in die Tiefe zu arbeiten. Es musste daher hier die von Brixen an übertiefte Furche aussetzen und zwischen ihr und der vom Etschgletscher im Etschthale übertieften Furche ein Riegel stehenbleiben, den nach dem Schwinden des Eises das rinnende Wasser zerschnitt. Nun sind aber nur die untersten 30—40 m des Kuntersweges ein postglacialer Einschnitt mit jugendlichen Formen; höher setzen Böschungen ein, die da und dort mit Schottern und Moränen überdeckt sind. So sieht man z. B. unweit Atzwang ein mit Schotter erfülltes altes Thalstück wenig hoch über dem Eisack und deutliche Moränen fanden wir schon 150 m über dem Flusse.

Dieser Befund widerspricht nicht unbedingt unserer Annahme von der Entstehung der Kunterswegschlucht durch rinnendes Wasser zwischen zwei übertieften Furchen. Wir müssen berücksichtigen, dass an letzteren nicht bloss eine, sondern nach unserer Kenntnis vier verschiedene Vergletscherungen gearbeitet haben. Viermal setzte die Arbeit des rinnenden Wassers neu ein, um die Furchen durch einen Einschnitt zu verbinden, und dreimal wurden seine Werke durch eine neu eintretende Vergletscherung verwischt. In der That sehen wir an den Wandungen der Schlucht, dort wo sie abgebösch ist, mehrere recht deutliche Terrassen; wir können drei Gesimse unterscheiden, bis wir den breiten alten Thalboden erreichen, den wir von Brixen her kennen. Diese Gesimse verraten uns, dass die Schlucht des Kuntersweges nicht das Werk eines kontinuierlichen, sondern eines dreimal unterbrochenen Einschneidens ist. Das ist das, was wir unter der Annahme von vier verschiedenen Eiszeiten zu gewärtigen haben. Höher finden sich noch weitere Abstufungen des Thalgehänges, deren Bedeutung minder bestimmt ist.

Unsere einschlägigen Beobachtungen wurden in der Gegend oberhalb Bozen gemacht. Über dem Eisack, etwa 290 m, treffen wir folgende Terrassen:

- 1) Die Terrasse von Dorf Kardaun (358 m) und St. Georg (342 m).
- 2) Die Terrasse von St. Anna (455 m), St. Justina (456 m) und Eisack (461 m).
- 3) Die Terrasse vom Baumannhofe (600 m) und Kampenn (612 m).
- 4) Die breite Terrasse von Unterplatten (780 m) und Kolbengütl (753 m), die wir über Unter Aicha (700—800 m), Völserried (700—800 m), St. Ostwald (746 m), Ried bei Waidbruck (776 m); Nafen bei Gufidaun (800 m) und Feldthurns (817 m) ins Brixener Becken verfolgen können.

Es folgen nun in grösserer Höhe die Abstufung von St. Sebastian (907 m), Unterinn (908 m), Völs (908 m), Lengstein (974 m), Verdins bei Klausen (959 m), die von Krummeck bei Oberbozen (1113 m), Klobenstein (1149 m), Wasserbügel bei Lajen (1105 m), Freins bei Klausen (1112 m), endlich die von Hauben bei Theiss (1220 m).

Diese höheren Abstufungen unterscheiden sich von den tieferen Terrassen durch ansehnliche Breitenentwicklung. Sie sind langgedehnte Böschungen, von denen uns nicht sicher ist, ob sie durchweg alte Thalböden sind, oder ob sie nicht vielleicht Stücke von flachen Thalgehängen sind, welche in verschiedenen Höhen quer abgeschnitten sind, sodass sie als Absätze von verschiedener Höhe erscheinen. Die Beantwortung dieser Frage sowie eine eingehende Verfolgung der tieferen Terrassen scheitert gegenwärtig an der Beschaffenheit der vorhandenen Karten. Der Massstab der österreichischen Spezialkarte 1 : 75 000 lässt die genaue Wiedergabe aller einzelner Terrassen nicht zu, die Originalaufnahme 1 : 25 000 ist aber dafür zu roh. Die genaue Festlegung aller Terrassen des Kunterweges setzt eine neue kartographische Aufnahme dieser langen Schlucht voraus. Solange eine solche fehlt, wagen wir noch nicht, die Folgerungen zu ziehen, welche sich aus dem mitgeteilten Befunde ergeben, und beschränken uns auf die Möglichkeit hinzuweisen, aus der Zahl der Gesimse in Thalstrecken, in welchen die glaciale Übertiefung nicht eintrat, auf die Zahl der Vergletscherungen zu schliessen, welche die Gegend betrafen.

Was von der Schlucht des Kunterweges gilt, gilt von allen Stufenmündungen. Wir haben bereits S. 609 bei Würdigung derjenigen des Wallis gesehen, dass sie gelegentlich doppelte sind, dass eine Mündungsstufe in die andere geschachtelt ist. Sehr deutlich tritt uns dasselbe auch in der Mündung des Eggenthales entgegen: Die unterste der breiten Terrassen stülpt sich weit darein hinein, auf ihr führt der alte Thalweg von Kardaun über Gummer nach Welschnofen. Aber die untersten 40—60 m der Eggenthaler Schlucht können als postglacialer Einschnitt gelten. Höher folgen Schotter, mit denen wir uns noch beschäftigen werden, und abgeboßte Formen.

Pusterthal.

Die Regel, dass dort, wo ein Gletscher sich ausbreiten kann, seine Fähigkeit zu übertiefen nachlässt oder ganz aufhört, tritt uns mit grösser Deutlichkeit auch im Pusterthale entgegen. Dieses grosse Längsthal ist bekanntlich hydrographisch keine Einheit; es wird im Westen durch die Rienz zur Etsch, im Osten durch die Drau zur Donau entwässert. Aber morphologisch hat es von der Rienzmündung bis ins Draugebiet hinein einheitliche Züge, welche im Auftreten ausgedehnter, breiter felsiger Terrassen, eines wahren Mittelgebirges, bestehen. Es lassen sich zwei verschiedene Niveaus unterscheiden. Das eine, tiefere, schliesst sich an das Plateau von Schabs im Brixener Becken an und steigt allmählich bis über 1300 m Höhe im Draugebiete unfern Sillian an; das höhere setzt daneben in 1400 m Höhe ein und steigt bis nahe 1600 m Höhe unfern der Wasserscheide zwischen Rienz und Drau an. Wer aus der Gegend von Bruneck abwärts ins Pusterthal blickt oder von Westen her in dessen Westende hineinschaut, wird leicht den Eindruck erhalten, als ob beide Terrassen zusammengehörten und eine einzige, westwärts ansteigende bildeten; eine Wanderung thalaufwärts aber vergewissert uns, dass regelmässig die beiden Terrassen nebeneinander vorkommen.

Stehen wir an der Mündung des Pusterthales auf dem Plateau von Schabs des Brixener Beckens, so sehen wir, wie sich Ausläufer dieses Plateaus in der Gemeinde Rodeneck (900 bis 1000 m) und bei Spinges (Vogelbichl 1019 m) in die Mündung des Pusterthales hineinziehen; hier aber stellt sich alsbald bei Meransen (1419 m) und am Ausläufer des Astjoches gegen Mühlbach (1418 m) ein erheblich höheres Gesimse ein, das thalaufwärts zunächst herrschend wird, aber bald erscheint das tiefere Gesimse wieder; es trägt den Pirstallhof bei Ober-Vintl und die Häuser von Getzenberg auf der anderen, südlichen Thalseite; um Bruneck wird es dann sehr ausgedehnt; Issing (964 m) und Pfalzen (1022 m) westlich; Reischach (956 m) südlich sowie Nasen (1042 m) östlich von Bruneck liegen darauf. Daneben fehlt jedoch das höhere nicht; es tritt namentlich zwischen dem Tauferer und Antholzer Thale auf; es bildet hier die Abstufung, die bis Tessel-

berg (1485 m) reicht, und den langen Rücken des Trieselsberges (1476 m) unterhalb Olang. Auch oberhalb Olang haben wir beide Gesimse nebeneinander: das untere bei Taisten (1212 m) nördlich Welsberg, das obere westlich davon gegen Nieder-Rasen hin in 1500 m Höhe, ferner weiter südlich auf der anderen Thalseite um Ausser-Prags in gleicher Höhe. Etwas höher erscheint das obere um Toblach und Innichen auf beiden Thalseiten; das untere tritt hier am Sporne der Burg (1317 m) zwischen Sexten und Pusterthal auf, und kehrt noch viel weiter ausserhalb des Rienzgebietes im Kartitscher Thale (1350 m) über der Drau bei Sillian entgegen.

Beckenmündungen.

In das also terrassierte Pusterthal münden von Norden her drei Thäler der Zentralalpen, welche jeweils in typischer Weise übertieft sind und Trogcharakter haben. Das grösste ist das Tauferer Thal, dessen Verästelungen bis an den Südabfall der Zillerthaler Alpen heranreichen. Sein übertiefter Boden erstreckt sich bei Bruneck ins Pusterthal hinein, und endet hier bei St. Lorenzen stumpf inmitten der tieferen Felsterrasse, die ihn in weitem Bogen umspannt. In ähnlicher Weise zieht sich die übertiefte Sohle des weiter oberhalb mündenden Antholzer Thales bei Olang bis in das Pusterthal hinein, tief einschneidend in die höhere Terrasse, die beiderseits seiner Mündung zusammenhängende Flächen bildet. Wir haben es in beiden Fällen mit typischen Beckenmündungen, den Gegenstücken zu Stufenmündungen zu tun. Dagegen reicht der Trogboden des dritten kleinsten zentralalpinen Thales, des Gsieser Thales bei Welsberg nicht bis in das Pusterthal hinein: es endet bei Taisten an dessen niederer Felsterrasse und der Gsieser Bach hat bei Welsberg eine Mündungsklamm. Zwischen diesen drei stumpf endenden übertieften Böden der Nebenthäler ist die tiefste Partie des Pusterthales ziemlich schmal; zwischen Welsberg und dem Olinger, zwischen diesem und dem Brunecker Becken ist sie klammähnlich mit starkem Gefälle, weswegen der Eisenbahnbau hier auf Schwierigkeiten stiess; wenig weiter ist der burgenbesetzte Auslass aus dem Brunecker Becken; erst in seiner untersten Partie weitet sich um Vintl das Pusterthal zu einer übertieften Furche wiederum aus, wie wir eine solche auch in seiner obersten Partie kennen, wo die übertieften Thäler der Dolomiten, das Höhlensteiner Thal der Rienz und das Pragser Thal gleichsohlig in eine bei Welsberg endende Weitung münden.

Die geschilderten Verhältnisse stehen im Einklang damit, dass das Pusterthal von einer riesigen, gestauten Eisansammlung erfüllt war, deren Bewegung, wie wir gesehen haben, äusserst gering gewesen ist. Sie übte im allgemeinen keine übertiefende Wirkung aus, während ihre kräftigen Zuflüsse von den Zentralalpen und von den Dolomiten solche in hohem Umfang entfalteten und dieselbe umso weiter in das Pusterthal hinein fortsetzten, je mächtiger und grösser sie waren, bis auch ihre lebendige Kraft in dem See von Eis erlahmte, in den sie mündeten. Lediglich dort, wo sich zwischen den südlichen Vorlagen der Zillerthaler Alpen und dem Astjoche das Pusterthal einengt, fürchten die ihm entströmenden Eismassen den Thalboden von Vintl aus, aber beim Übertritte in das Brixener Becken erlahmte wieder ihre Kraft; es mündet deshalb hier das Pusterthal stufenförmig etwas unter dem Niveau des Plateaus von Schabs, und aus enger Schlucht ergiesst sich bei Brixen die Rienz in den Eisack.

Nocethal.

Das Nocethal zeigt einen ähnlichen Charakter der Übertiefung wie das Eisackthal. Eingeschnitten in hohe Erhebungen, anfänglich in die Ortlergruppe, dann zwischen dieser und der Adamellogruppe erscheint es als typischer Trog. Stufen-

förmig mündet bei Fucine das grösste Seitenthal, das vom Tonalepasse kommende Val Vermiglio, und in diesem gibt es einen stufenförmigen Absatz an der Mündung des aus der Presanellagruppe kommenden Val Stavel; wie im obersten Eisackthale ist das aus dem hohen Gebirge kommende Seitenthal mehr übertieft, als das vom Passe sich herabziehende Hauptthal. Den Tonalepass haben wir schon S. 824 als altes Thalstück bezeichnet; wir können dessen Niveau noch in den hoch gelegenen Mündungen einiger Seitenthäler des Vermigliothales, im Val di Strino und Val Palù, weiter verfolgen. Dort nun aber, wo der Nocebach in scharfem Knie aus dem tief eingeschnittenen Sulzberg in den breiten Nonsberg übertritt, und sich der Nocegletscher in die grosse Eisansammlung von Bozen-Trient ergoss, dort hört mit einem Male die Übertiefung auf, und sehen wir von den engen, den Flüssen folgenden Einschnitten ab, so stellen uns die Hochflächen des Nonsberg wohl das grösste Stück eines intakt erhaltenen alten Thalbodens dar, das wir in den Alpen kennen. Vaceks Profile im Führer für die geologischen Exkursionen in Österreich lassen deutlich erkennen, dass wir es hier keineswegs etwa mit der Bodenfläche einer grossen Schichtmulde zu tun haben, sondern mit einer Abtragungsfläche, welche von den Einzelheiten des geologischen Baus recht unabhängig ist. Auffällig ist der landschaftliche Gegensatz zum benachbarten Etschthale: im Nonsberg ein breites offenes, dort ein tief eingeschnittenes Thal; hier oben Felder mit Reihen von Maulbeerbäumen, dort ein versumpfter Thalboden mit den schilfigen Wiesen der Paludi, an den Gehängen aber Weinbau, die Rebe über Pergeln gezogen; hier oben sanfte Formen, da unten jähre, der unterschrittene Abfall des Porphyrlplateaus, der untergrabene des Mendelrückens mit seinem an mediterrane Landschaften gemahnenden Profile, nebeneinander ein alter mehr als 600 m hoch gelegener Boden und die heutige Thalsole von wenig über 200 m Erhebung.

Avisiothal.

Ganz ähnlich wie im Nocethale liegen die Dinge im Avisiothale. Seine oberste Partie, das Fassathal, ist ein typischer Trog, begleitet von Hängethälern, unter denen das Contrin-Thal wohl das beste und bekannteste ist. Unterhalb des Karrerpasses, wo Eis auf das Bozener Porphyrlplateau hinüberflutete, engt sich das Thal ein; hier liegt die Scheide zwischen dem Fassa- und Fleimsthal. Letzteres setzt bei Predazzo an der Mündung des Travignolothales trogförmig ein; in diesem Seitenthale hat sich bei Bellamonte (1373 m) ein sehr breiter alter Thalboden erhalten, und Reste eines solchen begleiten in 1200—1300 m das Fleimsthal weiter unterhalb. Bei Cavalese verbreitern sie sich sodann zu einer Thalweitung von 1100—1200 m Höhe, in welcher der Trog des Fleimstales stumpf endet. Wir sind an die Stelle gelangt, wo der Avisiogletscher sich in die grosse Eisansammlung von Bozen—Trient ergoss.

Aus dem Becken von Cavalese führt der Thalpass von San Lugano (1100 m) nach dem Etschthale bei Neumarkt; er bildet den vielbenutzten Eingang ins Fleimsthal; denn der Avisio verlässt dasselbe in einem engen Thale, dem nur schwer wegsamen Zimmerthale oder Val di Cembra. Dies Thal hat viel Ähnlichkeit mit der Enge des Kuntersweges oberhalb Bozen, und kann gleich diesem als eine sehr in die Länge gezogene Stufenmündungsklamm bezeichnet werden. Ein ziemlich schmales Gesimse senkt sich im Zimmerthale bis zur Terrasse von Lavis-Matarello herab, die wir bereits längs der Etsch kennen gelernt haben. Tiefe Einschnitte

führen ferner aus dem Zimmerthal in das zu ihm parallel verlaufende Pineidthal herüber. Letzteres, das Val di Piné der Italiener, ist hydrographisch keine Einheit; es wird bei Brusago und Varda von Flüssen gequert, die dem Avisio zuströmen, während sein südlichster Zipfel den Sillabach zum Fersenbache sendet. Vielleicht ist auch das Pineidthal ein verlassenes Avisiothal, das dessen Wasser einst der Brenta zuführte. Wir werden sehen, dass dies auch noch möglicherweise während des Rückzuges der Würm-Vergletscherung geschehen ist.

v. Richthofen (Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo usw. Gotha 1860 S. 105) gedenkt eines Fundes von *Cardium Deshayesii* aus den Konglomeraten der Terrasse von Bellamonte, nicht ohne Zweifel über seine Echtheit auszusprechen. Nachdem unsere Untersuchungen (vergl. S. 909) ein pliocänes Alter der oberen Gesimse des Etschthalgebietes ergeben hatten, haben wir die Terrasse von Bellamonte genau durchsucht, aber nicht eine Spur von marinen jüngeren Tertiärbildungen gefunden.

Übertiefung des Etschthales am Abfalle des Mendelrückens.

An drei Stellen sehen wir die Thalübertiefung dort aussetzen, wo mächtige Zuflüsse des Etschgletschers die grosse Eisansammlung von Bozen—Trient erreichten. Da mag es denn als auffällig erscheinen, dass die Übertiefung des Etschthales nicht auch dort aufhört, wo der Vintschgauer Gletscher in jene Eisansammlung mündete, sondern quer durch deren Gebiet hindurch sich fortsetzt. Den Grund für dieses abweichende Verhalten suchen wir in der Thatsache, dass der seitlichen Ausbreitung des Etschgletschers dort gegen Westen eine Schranke durch den langgedehnten Mendelrücken gezogen war, der im Gantkofel (1866 m) und im M. Roën (2115 m) gipfelt. Wir haben gesehen, dass der Etschgletscher zwar diesen Zug überflutete¹⁾, aber das konnte nur mit der obersten etwa 300 m mächtigen Lage des Eises geschehen. Sehr viel mächtiger waren die Eismassen, welche am Ostabfall des Mendelrückens entlang fliessen mussten; und sie konnten daselbst eine um so stärkere erodierende Wirkung entfalten, als hier unter dem Schlerndolomit die leicht zerstörbaren Werfener Schiefer austreichen. Diese angreifend unterschneidet das Eis den hangenden Kalk, und veranlasste die Bildung jenes ununterbrochen wenig gegliederten Steilabfalles, den der Mendeldolomit gegen das Etschthal kehrt; weiter aber schnitt das Eis, an diesem Steilabfall entlang fliessend, auch in dessen Porphyrsokkel ein.

Ganz anders liegen die Dinge beim Nocethale. Wohl legt sich der Mendelrücken quer vor dessen Austritt aus dem Sulzberg; aber er steht ein Dutzend Kilometer davon ab und der Nocegletscher fand vor sich das weite Becken des Nonsberg, in das nur eine verhältnismässig dünne Lage Etschthaler Eises hineinfließen konnte und das im wesentlichen er allein zu füllen hatte. Kein Wunder, wenn hier die Eisbewegung so gering war, dass sie zu keiner namhaften Übertiefung führen konnte.

Das Aussetzen der Übertiefung dort, wo die Zuflüsse des Etschgletschers in die Eisansammlung von Bozen—Trient übertraten, ist ein Seitenstück zum Aussetzen der Übertiefung, die wir an der Mündung so zahlreicher Seitenthäler ins Hauptthal finden. Dies ist in den gebirgigeren Teilen des Etschgebietes Regel. Mögen sie

¹⁾ Letzteres ist in viel bedeutenderem Umfange geschehen, als S. 856 berichtet. Einige meiner Schüler haben, wie mir stud. phil. Lautensach mitteilt, im Sommer 1907 zwischen der Roënalpe und dem Gipfel des Reën bis 2070 m hinauf erratisches Material gefunden, weswegen man diesen Gipfel kaum noch als Nunatak auffassen darf.

auch stufenförmig münden, so sind die Seitenthäler des Vintschgaus z. T. doch selbst übertieft. Infolgedessen ist es schwer, aus der Höhe ihrer Mündungsstufe, die stets erst in einiger Entfernung vom Hauptthale angetroffen wird, auf die zugehörige Bodenhöhe des letzteren zu schliessen; denn oberhalb der Mündungsstufe ist wegen der Übertiefung das Gefälle des Nebenthales viel zu gering.

Mündungsenge des Etschthales und Thal von Loppio.

So regelmässig die Übertiefung des Etschthales entfaltet ist, in einem wesentlichen Stück weicht sie von der anderer Alpenthäler ab. Sonst sehen wir, dass sich ein übertieftes Alpenthal gegen seinen Ausgang am Fusse des Gebirges hin trichterförmig erweitert, hier schnürt es sich zu einer Enge zusammen. Aus dieser treten wir durch die Veroneser Klause in die Poebene; wir wollen sie daher als Veroneser Engthal bezeichnen. Daneben liegt das, was wir am Etschthal vermissen, der breite Mündungstrichter des Gardaseethales, in dem ein namhafter Teil des Etschgletschers sich ergossen hat. Wiederholt schon hat man diese Trichtermündung mit dem Etschthale in Beziehung gebracht, und zwar hat man an eine Verbindung beider über den Pass gedacht, den das Eis zwischen beiden überschritt, nämlich den von Terlago. Taramelli denkt (1894) an einen pliocänen Flusslauf über den Sattel, Nicolis verzeichnet hier (1898) einen diluvialen.

Zu einem anderen Ergebnisse führt das Studium der Gesimse, welche das Etschthal begleiten. Wir verfolgen sie neben ihm vorbei von Bozen über Trient und Rovereto bis nach Mori hin; sie verraten uns, dass das heutige Etschthal bis hierher seit geraumer Zeit eine einheitliche Geschichte gehabt hat; erst weiter unterhalb im Veroneser Engthale setzen sie aus. Dies ist das neue Thal, das alte hört in der Gegend von Mori auf. Hier nun zweigt sich vom Etschthale die tiefe Furche des Passes von Loppio zum Gardasee ab. Sie erscheint wie ein echtes, leicht gewundenes Thal, das sich, trotz der mächtigen Aufschüttung, welche der Bergsturz von San Giovanni (279 m) gerade auf der Passhöhe hervorruft, mit einer durchschnittlichen Meereshöhe von 220 m nur 60 m über die benachbarte Etsch und nur 154 m über den Spiegel des Gardasees erhebt, dagegen 1400—1500 m unter den dicht benachbarten Gipfeln der Bianca (1618 m) und der Varagna (1774 m) des Bondone- und M. Baldo-Zuges zurückbleibt, die sie von einander scheidet. Diese enge Furche wird in etwas über 500 m Höhe von deutlichen Felsterrassen begleitet, welche in das Niveau der tieferen des Etschthales fallen. Auf ihnen liegt das Dorf Castione (528 m), liegen Häuser südlich von Loppio in 576 m Höhe; sie bildet hier auf der nördlichen Thalseite den Vorsprung von Carpeneda (506 m) der Terrasse von Valle S. Felice, auf welcher, ganz unsichtbar für das Auge des in der Passfurche Wandern- den, das Hängethal von Gresta mündet. Daneben treffen wir aber noch Gesimse, die in das Niveau der höheren des Etschthales fallen. Auf ihnen liegen das Dörflein Manzano nördlich und das Gebiet Bordini südlich des Thales in etwas über 700 m, sowie am Westende des Thales der Dosso alto (703 m); höhere Absätze erscheinen in 900 m Höhe. Wir schliessen daraus, dass, als die Etsch im Niveau der unteren und oberen Gesimse ihres weiten Thales floss, sie durch das Loppiothal ins Gardaseethal übertrat, zumal da auch hier, wie wir sahen, Reste von Terrassen in entsprechender Höhe vorhanden sind. Die ansehnliche Tiefe des Einschnittes ferner vergewissert uns, dass noch sehr viel später der Loppiopass von der Etsch passiert

wurde; er reicht mit seiner Schottersohle fast so tief herab, wie die interglacialen Ablagerungen der Riss-Würm-Zeit, die wir im Etschthale kennen lernen werden, und bleibt nur wenig über dem damaligen Spiegel des Gardasees, den wir nördlich Riva in 140—170 m Höhe festlegen werden. Darnach dürfte unser Pass frühestens in der letzten Interglacialzeit von der Etsch verlassen worden sein, und diese hat ganz ebenso, wie es die Sarca noch heute oberhalb Alle Sarche thut, eine der Längsketten des Etschbuchtgebirges gequert. Diese Thatsache darf uns nicht hindern, das Loppiothal mit der ursprünglichen Anlage des Etschthales in Beziehung zu bringen: nach Vaceks geologischer Karte (Blatt Rovereto) liegt der Loppiopass dort, wo die Aufwölbungen jurasischer Gesteine des Bondone- und M. Baldozuges durch eingesunkene Eocänschichten von einander getrennt werden und wo überdies sich marine Miocänablagerungen aus dem Gardaseethale ins Etschgebiet ziehen. Es folgt der Pass einer alten Miocänbucht, über welche quer hinweg Hebungen erfolgt sind. Die Sachen liegen ähnlich wie am Durchbruche der Rhone durch den Jura.

Eiszeitliche Thalverlegung der Etsch.

Eine Ablenkung der Etsch aus dem Loppiothale in das Veroneser Engthal konnte während des Eiszeitalters leicht erfolgen. Zwei kurze nördlich verlaufende Thalstrecken bei Ala, Val Ronchi und Val Fredda, mahnen daran, dass die bei Mori zum Gardaseethale abschwenkende Etsch Zuflüsse von Süden her, vom Steilabfalle der lessinischen Berge erhalten hat, welche auf ihrer sanften, südlich gerichteten Abdachung zahlreiche Gerinne der Poebene zusenden. In jene von Süden her kommenden Thäler musste sich der Etschgletscher von Mori aus ebenso hineindrängen, wie von Rovereto aus in die Thäler der beiden Leno. War nun zwischen einem dieser von Süden kommenden Thäler und einem in umgekehrter Richtung nach Süden sich richtenden Abdachungstale eine niedere Einsattelung vorhanden, so konnte durch diese der Etschgletscher sich weit nach Süden erstrecken, wobei er den Sattel abschliff; vorher aber und nachher mussten die Gletscherwasser den Sattel solange zerschneiden, als die Vergletscherung das Loppiothal verschloss und sie nötigte, nach Süden überzufließen. So musste durch glaciale und fluviatile Wirkungen jener Sattel mehr und mehr erniedrigt und schliesslich zum Verschwinden gebracht werden, wie es im Bereiche glacialer Diffuenz sich leicht ereignen kann. Wir haben hier eine ganz ähnliche Entwicklung vor uns, wie wir sie schon S. 810 am Comosee kennen gelernt haben, wo der Leccoarm dem Comoarme den Abfluss abgewonnen hat, nur dass hier der völlige hydrographische Zerfall des Diffuenzgebietes eingetreten ist. Quer zur Hauptbewegungsrichtung des Eises gelegen, war das Thal von Loppio nicht der glacialen Übertiefung ausgesetzt; zwischen zwei Furchen befindlich, die bei jeder neuen Vergletscherung weiter übertieft wurden, wurde es lediglich in den Interglacialzeiten, ähnlich wie der Kuntersweg, durch fluviatile Erosion vertieft, sodass es leicht ausser Funktion gesetzt werden konnte. Als Verkehrsweg aber spielt das Loppiothal noch eine ähnliche Rolle, wie einst als Flussthale; es knüpft das obere Gardaseethal ans Etschthal, an Tirol, während andererseits das Veroneser Engthal politisch vom breiten inneralpinen Etschthal geschieden ist; letzteres nimmt unterhalb Trient den Namen Lägerthal, Valle Lagarina, an, welcher bis dahin in Gebrauch ist, bis wohin das alte Etschthal reicht; das Lägerthal gehört von alters her zu Tirol, das

sich daran anschliessende Engthal zum Veronesischen; die politische Grenze zwischen Österreich und Italien quert das Etschthal nahe der alten abgeschliffenen Wasserscheide.

Pass von Terlago.

Wir haben keinen Grund, den Pass von Terlago als Stück eines alten Etschthales anzusehen. Er ist eine typische Difflorenzstufe; er dankt seine Gestaltung, wie die zahlreichen Rundhöcker der Passhöhe lehren, dem Eise. Die breite und tiefe Öffnung, die er an der rechten Flanke des Etschthales, gerade gegenüber der Mündung des Avisiothales darstellt, und welche den Gedanken nahe legt, dass hier einst die Etsch unter dem Impulse des Avisio abgebogen sei, ist nach unserer Auffassung keine Erinnerung an frühere hydrographische Umstände, sondern die Anbahnung neuer; jede kommende Vergletscherung wird den Pass weiter abtragen, bis einmal die Etsch ihn überfließen kann und ihre verloren gegangene Thalmündung wieder gewinnt.

Val Sarca, Sarcaschlucht und Val Cavedine.

Allerdings ist die Abtragung des Passes erschwert durch das Auftreten von Liaskalken, die sich gegenüber glacialer Erosion als ziemlich widerstandsfähig erweisen und wegen ihrer Neigung zur Verkarstung auch der fluviatilen Erosion trotzen. Sobald aber im Zuge des Passes eine breitere Mulde von Scagliaschichten mit einem Kerne von alttertiären Schichten zur Entwicklung kommt, da setzt die Übertiefung mächtig ein; der Abfall der Sattelregion gegen das Sarcathal zwischen Vezzano und dem malerischen Toblino bezeichnet das Nordende einer fast gänzlich ausgeräumten Mulde der genannten Gesteine. Ihr folgt das stark übertiefte Val Sarca, das dort endet, wo jene Mulde am Riegel von Arco aufhört. Dieses übertiefte Sarcathal folgt nicht dem alten Sarcalaufe. Letzterer ist uns etwas ostwärts im Thale von Cavedine erhalten, das sich bei Calavino vom Val Sarca abzweigt und bei Drena dahin zurückkehrt; Stufen knüpfen sich an Anfang und Ende dieses in durchschnittlich 500 m Höhe, also 300—400 m über dem Sarcathale gelegenen alten Thalstückes. Seine Zugehörigkeit zum Sarcathale erhellt aus seinen Höhenverhältnissen. In enger Schlucht fliesst die Sarca bei Alle Sarche in das Val Sarca; zwischen dem M. Gazza (1623 m) und dem M. Casale erscheint dieselbe wie ein klaffender Spalt, für den sie auch mehrfach, z. B. von Lepsius angesprochen worden ist. Aber über dieser Schlucht laufen breite Gesimse; auf einem solchen führt die Strasse am südlichen Thalgehänge in durchschnittlich 400 m Höhe nach Judicarien; ein höheres tritt über Remitorio in 700 m und auf der andern Thalseite entgegen, wo sich ein verschüttetes Thal unter dem Dörfchen Ranzo (743 m) nach Toblino zieht; sein Boden, etwa 600 m, fällt in das Niveau des verlassenen Thales von Cavedine. Noch höher sind die breiten Gesimse über der Via S. Villi, in beinahe 1000 m Höhe, beim ärmlichen Dörfchen Margone (938 m) und über dem P. di Morte (850 m) an der anderen Thalseite. Diese breite Gesimsung lässt den Sarcadurchbruch als eine ansehnliche Öffnung zwischen dem M. Gazza und M. Casale erscheinen welche oben die morphologischen Züge höheren Alters und lediglich unten in der Tiefe, in der Schlucht am Flusse den Stempel der Jugendlichkeit trägt; sie erinnert durchaus nicht an eine klaffende Spalte; Moränen, die sich in ihr finden, erweisen dass sie schon zur Würm-Eiszeit bis zu namhafter Tiefe (400 m) eingeschnitten war.

Der alte in der Sarca-Enge und im Thale von Cavedine erhaltene breite Thalboden wird durch das übertiefte Val Sarca mitten durchgeschnitten. Des letzteren Richtung folgt dem Schichtstreichen, die des alten Sarcathales ist davon unabhängig; es hat die Mulde der Scaglia- und Alttertiärschichten gequert und ist dann dahin zurückgekehrt. Die glaciale Ausräumung hat tektonische Verhältnisse herausgearbeitet, welche in der ursprünglichen Anordnung der Gewässer nicht zum Ausdruck kamen.

Val di Genova und Val di Fumo.

Im oberen Sarcathale setzt die Übertiefung in ganz grossartiger Weise im Adamellogebiete ein. Das oberste Sarcathal, das Val di Genova, ist einer der grossartigsten Tröge in den gesamten Alpen. Beiderseits von steilen Felswänden begleitet, fällt sein meist felsiger Thalboden in stufenförmigen Absätzen ab, von denen lediglich die unterste beim Übertritte der Sarca in die Judicarienlinie insofern Beziehung zum Gebirgsbau hat, als sie sich an die Grenze von Tonalit und altem Schiefer knüpft; alle andern liegen im Tonalit. Zu beiden Seiten stürzen sich die Seitenbäche in Wasserfällen zum Hauptbache herab, welcher selbst von Fall zu Fall eilt. Dort, wo man bei Pinzolo in das Val di Genova tritt, kommen diese Wasserfälle von Stufenmündungen, die 500—700 m über dem Hauptthale liegen, wie die des Val Nardis, des Val Sinicia und Val Lares, und gelegentlich, wie die erstgenannte, doppelt abgestuft sind. Weiter aufwärts schwinden die Seitenthälchen zu karähnlichen, trogförmigen Hängethälern zusammen (Val Rocchetta, Val Gabbio), die gelegentlich auch in Doppelstufen münden (Val Cercen); schliesslich schwinden die Wandungen zwischen diesen karähnlichen Formen, und eine breite Karterrasse stellt sich ein. Auf ihr liegt angesichts des Mandron- und Loppiothales unvergleichlich schön die Mandronhütte. Die Zunge des Mandrongletschers zieht südlich von ihr an dieser Terrasse entlang und hat hier ein bogenförmig gekrümmtes Steilufer herausgeschnitten. So stossen denn im Innern der Adamellogruppe Trog und Kar unmittelbar zusammen und von präglacialen und älteren Oberflächenformen ist nichts mehr übrig.

Diese Verhältnisse lassen sich vorzüglich auf der Karte der Adamello- und Presanella-gruppe überblicken, welche der Deutsche und Österreichische Alpenverein auf Grund der staatlichen und der von L. Aegerter ausgeführten Aufnahmen herausgegeben hat (Zeitschrift dieses Vereins 1903). Ihr eingehenderes Studium ist um so wichtiger, als die geschilderten Formen vom Gesteinswechsel unabhängig sind und sich lediglich an Tonalit knüpfen. — Ähnlich wie im Val di Genova liegen die Dinge im obersten Chiesethal, im Val di Fumo; auch hier grenzt die Karterrasse unmittelbar an den Trogrand; erst weiter abwärts, wo das Thal den Namen Val di Daone annimmt, entwickelt sich eine Schulterfläche.

Val di Rendena und Becken von Stenico.

Übertieft ist auch die Strecke des Sarcathales, welche als Val Rendena der Judicarienlinie folgt. Ihre beiden von der Adamellogruppe kommenden Seitenthäler das Val di Borzago und das Val di S. Valentino, münden auf Stufen von rund 1000 m, 400 m über ihrer Sohle. Erheblich höher erstreckt sich um Tione ein Gesimse in 1300—1400 m Höhe sowohl auf den alten Gesteinen auf der linken Thalfanke, als auch auf den mesozoischen der rechten. Wir verfolgen es in Rudimenten aufwärts bis Pinzolo (Diaga 1445 m) und abwärts bis an das Becken von Stenico, an dessen Westsaum der M. S. Martino eine breite Abstufung in 1200—1300 m trägt. Ebenso wie dies Gesimse ist die Übertiefung von Tektonik und Gesteinscharakter

gänzlich unabhängig. Sie begleitet die Sarca oberhalb Tione aus der Judicarienlinie in das abgesunkene Triasgebiet hinein und folgt ihr hier bis an die Stelle, wo sich in der Gegend des Duronepasses ein ansehnlicher Ast vom Sarcagletscher löste, um direkt nach Riva zu fließen. Hier setzt der breite übertiefte Thalgrund mit einem Male aus und die Sarca tritt in die enge Scalettaschlucht ein, welche der Enge des Kuntersweges vergleichbar ist. Wie jung auch die Formen dieser Schlucht sind, so bezeugen doch glaciale Thone und Moränen in ihr, dass sie bereits während des Eiszeitalters bestand.

Das weite Becken von Stenico zwischen der Scalettaschlucht und der Enge von Alle Sarche ist nicht übertieft. Es bildet im Bereiche der Nummulitenmerge eine breite Hochfläche, ähnlich dem Nonsberg an der Sarca, in 600—700 m Höhe. Die Sarca schneidet 200—300 m tief darein ein. Deltaartig geschichtete Schotter erweisen südöstlich von Stenico, dass sich nach Rückzug der letzten Vergletscherung zeitweilig ein See mit 500 m Spiegelhöhe im Becken erstreckte, dessen Wanne vom Eise ausgefurcht gewesen sein dürfte. Ringsum finden sich auf älterem Gesteine Gesimse in 900—1000 m Höhe. Die beiden Pässe, welche aus dem Becken von Stenico in die Gegend von Riva führen, liegen unter diesem letzteren Gesimse; aber sie schneiden als übertiefte Furchen in Böschungen ein, die sich zu ihm abdachen. Wir glauben daher nicht, dass sie die Auslässe aus dem Becken darstellen, sondern halten sie im wesentlichen für das Werk glacialer Ausräumung, welche Synklinalen des leicht zerstörbaren Eocän gänzlich ausfegte. Als alter Auslass des Beckens von Stenico erscheint uns der Sarcadurchbruch zwischen dem M. Gazza und dem M. Casale, an dessen Flanken wir über der Sarcaschlucht bereits Gesimse, entsprechend denen des Beckens von Stenico, kennen gelernt haben. Hiernach ist der viel gewundene Lauf der Sarca ein recht alter Zug im Antlitz der Alpen.

Erst unterhalb der Enge von Alle Sarche setzt die Übertiefung im Sarcathale wieder ein; sie ist, wie wir bereits kennen gelernt haben, von dem am Passe von Terlago abgezweigten Ast des Etschgletschers verursacht. Es spielt also das Sarcathal gegenüber dem Etschthale eine ähnliche Rolle, wie das Avisiothal: Es ist übertieft, soweit seine Eismassen sich im engen Thale bewegten; sobald diese aber in die Etschbucht übertraten, wo sie sich verbreitern konnten, hört die Übertiefung auf.

Pass von Roncone und Chiesethal.

Der Pass von Roncone, der südlich Tione vom Sarcagebiete nach dem Chiese führt, spielt die Rolle einer Diffuenzstufe, welche durch das nordwärts überströmende Eis dermassen abgenutzt worden ist, dass der aus dem Breguzzothale kommende Arno zur Sarca abgelenkt worden ist. Noch sieht man westlich von Bondo die Furche, durch die er in der Fortsetzung des Val di Breguzzo nach Roncone floss; das von Tione zum Passe führende Thal ist ursprünglich bloss der Unterlauf des Gaverdina- und Lanciadothales südöstlich von Bondo; der inselförmig in der Passfurche sich erhebende M. Gajola (1114 m) ist die alte Passhöhe. Dass diese jemals von einer der Judicarienlinie folgenden Sarca überflossen gewesen ist, erscheint uns deswegen unwahrscheinlich, weil wir an der Sarca vom Valle die Rendena bis zum Gardasee durchweg eine einheitliche Entwicklung von Gesimsen finden, die uns anzeigen, dass seit der Pliocänepoche die Sarca ihren Lauf bewahrt hat. Die Ablenkung des Arno zur Sarca ist uns ein Anzeichen dafür, dass die grosse Dislokationslinie nicht ursprünglich von Flüssen befolgt wurde, sondern erst subsequent solche an sich zog. Wie die Übertiefung und die mit ihr in Zusammenhang stehende Verbreiterung des Chiesethales sich genau soweit erstreckte wie der Gletscher in ihm gereicht hat, haben wir schon S. 885 erwähnt. Wie klar aber hier auch die glaciale Umgestaltung ist, so wenig wissen wir über die frühere Entwicklung des Thales.

Gardaseethal, Struktur.

Der Felsriegel von Arco grenzt das Val Sarca vom Gardaseethale ab. Er bezeichnet das Südende der fast gänzlich ausgeräumten Mulde von Scaglia- und Alttertiärschichten, die wir eben kennen gelernt haben. Jurakalke heben sich hervor; so weit sie sich erstrecken, reicht der Riegel. In ganz grossartiger Weise ist er vom Eise abgeschliffen worden; aber dieses hat einen alten hochgelegenen Durchbruch westlich vom heutigen Sarcalaufe nicht zu verwischen vermocht. Gegen Arco hin bricht der Riegel steil ab: Scaglia und Alttertiärschichten, die nördlich vom Loppiosattel zum Lägerthal herüberreichen, setzen ein. Sie haben sich im Thale lediglich unmittelbar im Lee des Riegels erhalten; weiter südlich erstreckt sich an ihrer Stelle das breite Gardaseethal. Seine Westseite offenbart seine sehr beträchtliche Übertiefung. Zwischen Riva und Gargnano schneidet, wie unser Vollbild zeigt, eine steile Felswand das reich gegliederte Bergland des Vestino jäh ab. In engen Klammern eilen dessen Bäche dem See zu. Anders die Ostseite. Wohl mangelt es auch hier nicht z. B. bei Malcesine und namentlich am Kap San Vigilio an Gesimsen; aber mit den Seitenthälern fehlen die Stufenmündungen; ungegliedert dacht sich der M. Baldo-Zug entsprechend dem Schichtfallen zum See hin ab. Die sich hier herabsenkenden Jurakalke tauchen am Westufer in äusserst verwickelten Lagerungsverhältnissen zwischen Limone und Salò wieder auf, sich auf-sattelnd zwischen eingefalteten Mulden der roten Scaglia. Diese stark zusammengepressten Schichten sind der oberen Trias des Vestino unterschoben, welche zwischen Riva und Limone die steilen Felswände am See bildet. Nach alle dem liegt der Gardasee, soweit er sich innerhalb der Alpen erstreckt, in einer Schichtmulde von asymmetrischem Bau: ihr Westflügel ist zerknittert, der Ostflügel regelmässig. Der Muldenkern ist nicht sichtbar, er wird fast ganz und gar vom See eingenommen; aber die im Lee des Riegels von Arco sowie in einer Falte des Ostflügels bei Malcesine erhaltenen Schichten der oberen Kreide (Scaglia) und des Alttertiärs deuten darauf, dass sie sich einst im Bereiche des heutigen Seethales erstreckt haben. Dass dem in der Tat so war, lehren kleine Erhebungen im Seethale, der M. Brione bei Riva und die Inselchen von Malcesine. Ersterer vergewissert uns, dass selbst ältere Miocänschichten einst hier vorhanden waren; und solche sind es, die die Erhebungen an der Westseite der subalpinen Seewanne zwischen der Punta del Corno und der Rocca Manerba bilden, während in der Halbinsel Sirmione gerade in der Verlängerung des M. Baldo-Zuges Scaglia emportaucht. Während die Hauptachse des Gardasees also einer Synklinale folgt, greift das flache subalpine Ostbecken darüber hinaus und erstreckt sich über die südliche Fortsetzung des M. Baldo-Zuges.

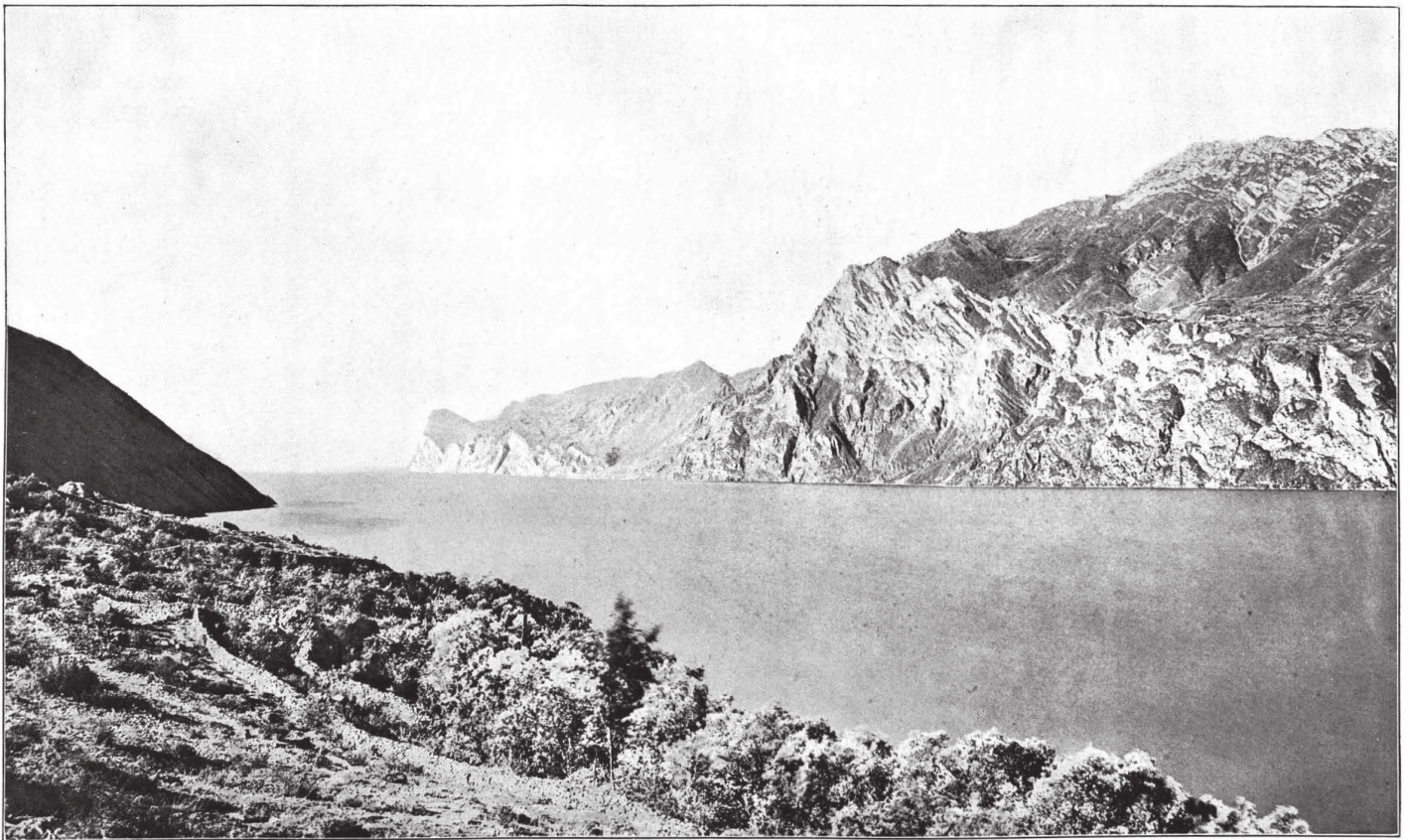
Alter des Gardasees.

Aus der eben dargelegten, bereits von Taramelli ausführlich klar gestellten engen räumlichen Beziehung zwischen der Struktur der Seeumgebung und der Lage des Sees folgt keineswegs eine genetische, und man muss sich um so mehr hüten, die Entstehung der Seewanne als Folge der Muldenbildung anzusehen, als sich Wanne und Mulde keineswegs genau decken. In die Abzweigung der Gardasee-Synklinale; die sich bei Malcesine in den M. Baldo drängt, erstreckt sich der See nicht hinein und im Süden hört er in der Syklinale an den Felsen von Manerba und Umgebung auf. Das Seethal ist in die Schichtmulde lediglich eingeschnitten und durch teilweise Ausräumung derselben entstanden. Es ist daher erheblich jünger als das

Abfall des M. Baldo.

Steilufer von Tremosine.

Steilufer und präglaciale Terrasse von Pregasine.



Osten.

Das Gardaseethal von Torbole gesehen.
Reproducirt nach einer Original-Aufnahme der Photoglob Co. in Zürich.

Westen.

jüngste Glied der gefalteten Serie, als das Altmiocän des M. Brione, und kann schon deswegen nicht als das Überbleibsel einer Einbuchtung des Altmiocänmeeres in die südlichen Kalkalpen gelten; das Altmiocän reicht überdies, wie wir durch Vaceks Karten lernen, aus dem Gardaseethale nördlich vom Loppiosattel bis ins Etschthalgebiet herüber; die Bucht des Altmiocänmeeres und das Gardaseethal decken sich also nicht. Letzteres ist ausgesprochen postmiocän. Das älteste Anzeichen seiner Existenz sind die marinen Pliocänschichten des M. S. Bartolomeo bei Salò; sie liegen in der Mündung des Gardaseethales und erweisen, dass dieses bereits zur Zeit des padanischen Pliocängolfes eine Bucht zwischen den Bergen des Vestino und dem M. Baldo-Zug bildete. Aber sie liegen nicht am Boden, sondern am Gehänge des Seethales und streichen, wie wir S. 883 gesehen haben, hoch über dem Gardasee aus. Dieser selbst ist daher eine postpliocäne Hohlform und ist wie alle anderen grossen Alpenseen, deren Entstehung wir näher klarzulegen vermochten, jugendlichen Alters. Die älteste Spur seines Daseins datiert, wie wir sehen werden, aus der Riss-Würm-Interglacialzeit.

Verhältnis von Wanne und Thal des Gardasees.

Der Gardasee ist eine Wanne am Boden eines bereits zur Pliocänepoche vorhandenen, seither aber noch bedeutend vertieften Thales. Die Wanne ist wie die so vieler glacialer Zungenbecken teilweise wenigstens durch Abdämmung entstanden. Der See ist durch die mächtigen Moränen des Amphitheaters und der davor gelagerten fluvioglacialen Ablagerungen gestaut. Um wie viel, wissen wir nicht; doch kann angesichts der grossen, 346 m betragenden Tiefe des Sees es nicht als wahrscheinlich gelten, dass die gesamte Wanne ein abgedämmtes Thal ist; denn deren Boden senkt sich bis zu einem Niveau von — 280 m herab, dem wir am Grunde des adriatischen Meeres erst in einer Entfernung von 600 km begegnen. Wir müssten annehmen, dass sich bis dahin padanische Aufschüttungen erstreckten und insgesamt ein Areal dreimal so gross als die Poebene einnahmen, wenn wir den See als blossen Dammsee auffassen wollten. Die zahlreichen Fels-Aufragungen älteren Gesteins zwischen Salò und Sirmione machen uns wahrscheinlich, dass sich bereits in ziemlich geringer Tiefe ältere Gesteine am Südufer des Sees unter den glacialen Aufschüttungen finden und dass der See, wie die meisten grösseren Alpenseen, tief in die Basis der Aufschüttungen eingesenkt ist; wir würden von einer Felswanne sprechen, wenn nicht wahrscheinlich wäre, dass jene Basis gutenteils von lockeren Pliocänschichten gebildet wird.

Vermeintliche Entstehung des Gardasees durch Krustenbewegungen.

Ganz ausgeschlossen ist, dass die Seewanne durch Verbiegung des Seethales im Sinne der Anschauungen von Lyell, Rütimeyer und Heim gebildet worden ist. Träfen sie zu, so müssten wir am Südufer des Gardasees Spuren einer stattgehabten Hebung, im Norden solche einer Senkung finden. Das Gegenteil ist der Fall: wir haben bereits aus der Lagerung der Pliocänschichten folgern müssen, dass sich die Alpen gegenüber ihrem Vorlande gehoben haben, nicht umgekehrt dieses gegenüber jenen. Der Gardasee liegt nicht oberhalb einer gehobenen Schwelle, sondern gerade in dieser drinnen. Wir werden sehen, dass deren Hebung noch bis in die letzte Interglacialzeit gedauert hat. Dazu kommt, dass das Seethal durchaus nicht die

Formen eines ertrunkenen Flussthales trägt; nicht buchtet sich der See in die Thalmündungen, sondern letztere liegen auf hohen Stufen.

Viel eher als eine Seebildung durch Abriegelung könnte man beim Gardasee an eine solche durch eine Längsverwerfung denken, welche das Westufer hob und das Ostufer senkte; haben wir doch am Westufer eine ganze Reihe von Steilabfällen, welche die Thallandschaft des Vestino abschneiden und wie die Formen aussehen, die durch Abbruch aus einer Verwerfung hervorgehen. Dazu kommt, dass wir am Westufer das gehobene Pliocän des M. S. Bartolomeo antreffen, während dieses nicht bloss am Ostufer, sondern auch weiterhin gegen Osten am Südabfalle der Alpen durchaus fehlt. Man könnte denken — bereits 1880 hat Stoppani ähnliches ausgesprochen —, dass die westlichen Alpen gegenüber den östlichen seit pliocänen Zeiten um einige Hundert Meter gehoben worden seien und dass der Gardasee gerade längs einer beide trennenden Verwerfung eingesunken sei. In der Form der Seewanne findet man keine Stütze einer solchen Annahme. Sowohl die Steilgehänge der Westseite, als auch die sanfteren Böschungen der Ostseite des Sees setzen sich nur eine Strecke weit unter den Seespiegel fort; dann stellt sich eine ebene, mutmasslich durch Aufschüttung entstandene Schwebfläche ein, welche den Felsgrund verhüllt. Die Gehänge des Seethales aber widersprechen direkt der angedeuteten Annahme: Wir haben an der Ostseite Felsterrassen, die dem Niveau nach genau denen der Westseite entsprechen. Gegenüber dem Pliocänvorkommen von Salò liegt das breite Gesimse über dem Kap S. Vigilio, auf dem das Dorf Albisano sich befindet und das gegen Garda hin den Steilabfall des M. Sengia und von Le Sengie bildet. Seine Höhe (400 m) entspricht der Basis des gegenüberliegenden Pliocäns, und es ist vielleicht nur der Erosion des über dieses Gesimse hinweggegangenen Eises zu danken, dass hier das marine Pliocän gänzlich entfernt ist. Ferner trifft man gegenüber dem Abbruche des Vestinogeländes am Ostufer des Sees bei Malcesine in gleicher Höhe wie die abgeschnittenen Thalböden von Tremosine ein breites, mehrfach gegliedertes Gesimse, das sich an den Bereich der hier erhaltenen Kreide- und Alttertiärbildungen knüpft.

Entstehung des Gardasees durch glaciële Erosion.

Will man nicht zur unerweisbaren Annahme greifen, dass der Gardasee eine grabenförmige Einsenkung im Gardaseethale darstellt und dass die Einsenkung sich gerade auf das Seegebiet beschränkt, ohne irgendwo daraus heraus zu reichen, so wird man in der Seewanne nur die tiefere Partie einer Furche erblicken können, welche in die höheren, in den Gesimsen erhaltenen Thalböden eingeschnittenen ist und die der alte Etschgletscher im Bereiche der wenig widerstandsfähigen Schichtglieder der Gardaseesyklinale erodiert hat. Diese Ansicht hat Taramelli bereits 1894 ausgesprochen und wir können hier dem ausgezeichneten italienischen Geologen auf Grund eines erweiterten Beobachtungsmateriales nur beipflichten. Die Schichten der roten Scaglia, die Basalttuffeinlagerungen im Eocän, Oligocänmergel, wie sie zwischen Arco und Riva bei Varignano auftreten, altmiocäne Mergel, das sind alles leicht zerstörbare Schichten, die leicht aus dem Muldenkern ausgeräumt werden konnten, sodass der Gletscher, der der grossen Synklinale folgte, dieselbe stark vertiefen konnte. Wo aber in der Mulde widerstandsfähige Gesteine auftraten, arbeitete er sie heraus, wie die kleinen Inselchen bei Malcesine, wie den M. Brione bei Riva, wie endlich einen langgedehnten schmalen Rücken, der sich westlich der Gardainsel inmitten von Tiefen von 160—170 m bis auf 104 m erhebt. Die Scagliamulden stärker angreifend, als die Sättel von Jurakalken, musste er diese untergraben und damit jene grossartige Unterschneidung einleiten, welche das Westufer des Gardasees zu einem so malerischen macht. Die unterschrittenen Wände mussten schuppenförmig abbrechen, ein Vorgang, der heute noch fort dauert; Cozzaglio zeigte mir bei Tremosine zahlreiche klaffende Spalten dicht am Seegehänge, längs

welcher sich bald neue Schuppen ablösen werden; kein Wunder daher, wenn hier die Formen glacialer Rundung längst verschwunden sind. Anders am Ostgehänge. Die „grauen“ Kalke trotzten hier wie sonst der glacialen Erosion; dieselbe entfernte ihr Hangendes und legte sie als grosse Schichtfläche bloss, deren sanftes Fallen der Abrutschung grösserer Massen nicht günstig war.

Furchte der in den Alpen zwischen hohen Bergen auf eine Synklinale eingezwängte Gardagletscher die letztere bis zu ansehnlicher Tiefe aus, so vermochte er, aus dem Gebirge herausgetreten, deren Grenzen zu überschreiten; er ward nicht mehr durch sie südsüdwestlich geleitet, sondern breitete sich südwärts fächerförmig aus. An die durch tektonische Verhältnisse vorgezeichnete Längsfurche knüpfte er im Osten eine flache Schüssel, den See von Peschiera; überdies drang er, wenn auch in bescheidenem Umfange, in Seitenthäler ein und verwandelte deren untere Partien in Buchten. Die Buchten von Salò und von Garda sitzen wie Zweigbecken neben dem Stammbecken. Dieses letztere aber erstreckt sich nicht dahin, wohin sich der Gletscher vor den Alpen vornehmlich bewegte, nämlich nach Süden, sondern in der Richtung, in welcher die leicht zerstörbare Unterlage streicht, nämlich nach Süd-südwesten. Ein sublacustrer Rücken, vom Kap S. Vigilio nach der Halbinsel Sirmione streichend und in der Secca Vò bis 4 m unter den Wasserspiegel emporreichend bezeichnet seine Ostgrenze. Der durch mächtige Moränenaufschüttungen hochgespannte Spiegel des Gardasees verhüllt diese Unregelmässigkeiten des Bodens und verschleiert das Verhältnis von Stamm- und Zweigbecken, sodass man nur ein einheitliches grosses Zungenbecken vor sich zu haben meint, dessen Wasserfüllung bis tief in das übertiefte Thal hineinreicht. Das ist ein Zustand, wie ihn das Zungenbecken des Innigletschers eine Zeit lang nach Schluss der letzten Vergletscherung aufgewiesen hat und wie es sich hier erhalten konnte, weil die Tiefenerosion des Seeabflusses, des Mincio, wegen geringer Meereshöhe des Sees nicht bedeutend sein konnte.

Auch Cozzaglio ist 1902 für die Entstehung wenigstens eines Teiles des Gardasees durch glaciäre Erosion eingetreten. Nach ihm zerfällt der See in zwei Teile, in ein tektonisch entstandenes Becken am oberen Seeende, welches präglacial ist und durch das Loppiothal zur Etsch entwässert wurde, sowie in eine jüngere Furche, durch die zweite Vergletscherung in den Riegel eingeschnitten, der unterhalb jenes Beckens das Seethal querte. Wir haben bereits gesehen, dass die Gründe, welche Cozzaglio bestimmten, einen solchen Riegel anzunehmen, nicht stichhaltig sind. Das, was er hier für den Überrest präglacialer Oberflächenformen ansieht, sind in Wirklichkeit seitliche Abflussrinnen der Gletscherwasser. Dieselben Gründe, welche Cozzaglio veranlassen, für einen glacialen Ursprung des mittleren Seestückes einzutreten, nötigen uns, einen solchen für die ganze Seewanne anzunehmen.

Der Gardasee kein Reliktensee.

Der Gardasee hat Oskar Peschel als Typus seiner Reliktenseen gegolten (Neue Probleme der Vergleichenden Erdkunde. 2. Aufl. 1876. S. 168), weil er einige namentlich von Pavés nachgewiesene marine Tierarten birgt, und er ist von ihm als Fjord eines ehemaligen lombardischen Meeres gedeutet worden, entstanden durch Zerspaltung bei Erhebung des Landes. Ebenso sieht ihn Stoppani als Fjord an (Era neozoica. S. 285), gebildet als grosse Spalte. Bereits G. R. Credner hat gezeigt (Die Reliktenseen. Erg. Hefte 86 u. 89 zu Peterm. Mitt. 1887 u. 1888), dass einzelne marine Arten in der Fauna eines Sees diesen nicht als Relikt des Meeres erweisen können. Der Gardasee gewährt letzterem Gesichtspunkte eine mächtige Stütze. Wir wissen, dass seine Wanne vom [eiszeitlichen] Gletscher erfüllt gewesen ist und seither nie mit dem Meere in Verbindung gestanden hat. Wenn er gleichwohl marine Tierarten enthält, so sind diese durchweg nicht

Relikte, sondern Einwanderer, die sich dem Leben im Süßwasser angepasst haben. Sie werden daher von Garbini ganz mit Recht als angepasste Arten bezeichnet, grösstenteils eingewandert von der Adria durch aktive Wanderung, teilweise aber auch aus den nördlichen Meeren eingeschleppt. *Primi materiali per una monografia limnologica del lago di Garda. Mem. Accad. di Agricoltura, Arti e Commercio di Verona (3) LXIX 1893).*

Der Pass von Pergine.

Ganz ebenso wie die Bahn des ins Sarcagebiet übergeflossenen Eises ist die des ins Brentagebiet abgeschwenkten Astes des Etschgletschers übertieft. Haben wir die Höhe der Diffluenzstufe von Trient erstiegen, so gelangen wir oberhalb Civezzano ins weite, übertiefte Becken von Pergine am Fersenbache, das sich in stattlicher Breite gegen das übertiefte und überbreitete Brentathal öffnet. So weit letzteres diese Eigenschaften besitzt, heisst es Val Sugana. Folge seiner Übertiefung ist eine ganz grossartige Entwicklung von Schuttkegeln. Nahe der Wasserscheide dämmen sie den Caldonazzo-See (449 m hoch, 49 m tief) und den Levico-See (440 m hoch, 36 m tief) ab; die Wasserscheide selbst wird von Schuttkegeln gebildet, nämlich dem des Fersenbaches und dem steilen von Susà. Der Fersenbach wird auf seinem Schuttkegel gespalten und der von ihm oberhalb Pergine abgezweigte Mühlgraben wird zum Caldonazzo-See geleitet. Dieser aber könnte durch weiteres Anwachsen des ihn aufdämmenden Schuttkegels der von Süden kommenden Centa leicht zum Überfliessen gegen den Fersenbach gebracht werden; hat doch sein Abfluss, die Brenta, alle Mühe, ihren Lauf offen zu halten; die Wasserscheide liegt nur 16 m über seinem Spiegel. Wir haben es bei Pergine mit einer labilen Wasserscheide zu tun, deren Höhe und Lage durch das Wachstum von Schuttkegeln in einem übertieften Thale bestimmt wird. Wie gross die Aufschüttung der Schuttkegel bereits ist, lässt sich aus den durch Damian (1892) ausgeloteten Tiefen der Seen schliessen. Ihr Boden reicht bis zu 400 m Höhe oder wenig darüber herab; dieses Niveau erreicht die Brenta erst beinahe 20 km weiter abwärts unweit Roncegno, und der Fersenbach erst 4 km unterhalb Pergine, dicht oberhalb des Eintrittes in die Schlucht, in der er nach Trient fliesst. Durch Wegnahme der Schuttkegel würden wir die Wasserscheide zwischen Fersenbach und Brenta ganz zu Falle bringen und jenen dieser tributär machen, sodass die Wasserscheide zwischen Etsch und Brenta in die Gegend von Civezzano, gerade auf die Höhe der Diffluenzstufe gerückt würde. Dass sie früher hier gelegen hat, schliessen wir aus der Anordnung der Gewässer, welche so gerichtet sind, als wollten sie zur Brenta fliessen und mit dem Fersenbache einen stumpfen Winkel bilden. So haben wir es hier mit einer wahrscheinlich postglacialen Verschiebung der Wasserscheide auf der Höhe von Pergine zu thun; wie häufig im Diffluenzgebiet ist sie vom Thale des Hauptgletschers weggerückt worden. Die Etsch hat das oberste Brentagebiet gewonnen und wird hier voraussichtlich noch weiteres Gebiet erhalten, wenn der Fersenbach im Becken von Pergine einzuschneiden beginnt und die Schuttkegel des Val Sugana weiter wachsen.

Alter der Gesimse im Etschgebiete.

Die Erkenntnis, dass das Gardaseethal die alte Trichtermündung der Etsch ist, ermöglicht uns, das Alter der Gesimse des Etschthales wenigstens in rohen Umrissen festzulegen. Wir haben gesehen, dass diese Gesimse sich nicht ins Veroneser Engthal hinein erstrecken, sondern sich durch das Loppiothal zum Gardasee hin fort-

setzen. Hier nun treffen wir nahe am Fusse der Alpen zwei Gésimse, deren Alter wir kennen. Auf dem einen sitzt das Pliocän des M. S. Bartolomeo, dessen Sockel hier in 400 m und dessen Oberkante in fast 600 m entgegentritt. In diesem Höhenintervalle haben wir also das Niveau der pliocänen Thalmündung anzusetzen. Viel tiefer liegt der Sockel der ältesten Gebilde des Eiszeitalters am Chiese; der Fluss schneidet durch letztere in der Gegend von Cantrina im allgemeinen nicht hindurch, legt aber an einer Stelle ihre Unterlage bloss und diese steigt im Norden bald zu grösseren Höhen empor. Wir gewärtigen daher den präglacialen Thalboden in geringer Tiefe unter dem Niederterrassenfelde des Chiese, und dieses kann uns eine rohe Vorstellung von seiner Lage geben. Steigt er in ähnlicher Weise an, so hat er am Gardasee südlich vom Golfe von Salò eine Höhe von rund 200 m, liegt also im Gipfelniveau der Alt-Tertiärvorkommnisse von Manerba und Umgebung. Es fragt sich nun, wie diese beiden dortigen Niveaus mit den Gesimsen des Etschthales zu verknüpfen sind.

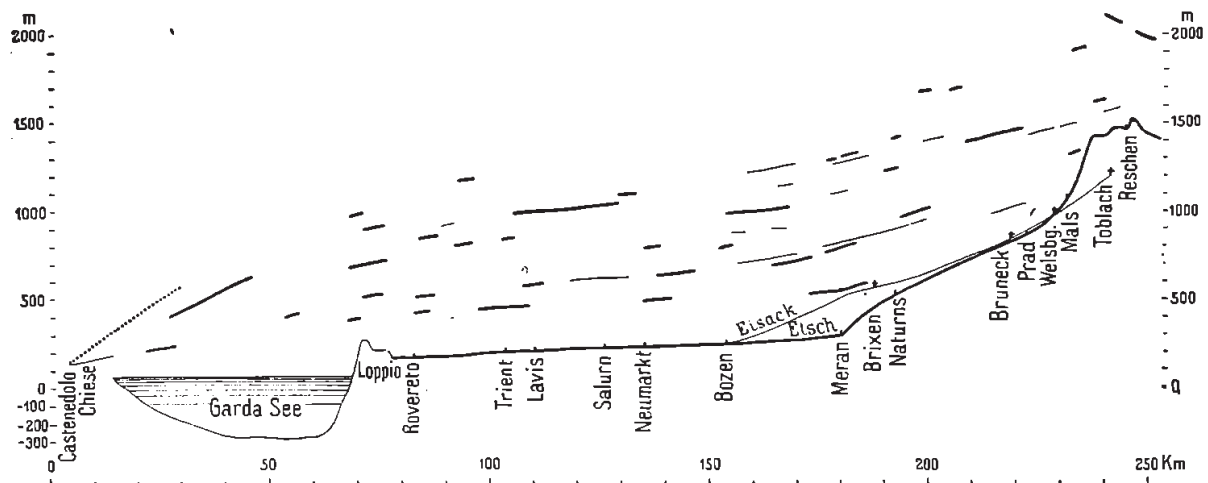


Fig. 120. Die Felsterrassen des Etschthalgebietes. Starke Linien: Gesimse im Etschthale und Gardaseethale. Schwache Linien: Gesimse im Eisackthale, Nonsberg und Sarcaethale. Punktiert: Gefälle des marinen Pliocäns zwischen M. S. Bartolomeo und Castenedolo.

Wir verzeichnen in vorstehendem Aufrisse die bereits erwähnten und einige weitere Vorkommnisse. Deutlich tritt uns nunmehr entgegen, dass die bereits gemachte Unterscheidung besteht: es gibt im Etschthale zwei Gruppen von Gesimsen eine höhere und eine tiefere; beide stehen durchschnittlich um 400 m von einander ab. Beide Gruppen zeigen gleiches Gefälle. Oberhalb Bozen ist es im Etschthale und Eisackthale übereinstimmend ein recht ansehnliches von etwa 6 ‰ (in gerader Linie in den Thalwegen gemessen); im Etschbuchtgebiete ist es viel geringer, nämlich nur 2 ‰. Mit diesem Gefälle verfolgen wir beide Gruppen bis ins Loppiothal hinein, wo wir der oberen in 700 m und 900 m, der unteren in 500 m Höhe begegnen; In entsprechenden Höhen finden wir sie auch am oberen Ende des Gardaseethales, wo der Riegel von Arco (481 m) bis ins Niveau der unteren und das breite Gesimse der Pratoca am Abfalle des Stivo (M. Capino 814 m) ins Niveau der oberen aufragt. Weiter abwärts folgen dann in einiger Entfernung am Gardasee nur die erwähnten Gesimse von Tremosine-Malcesine und dann in weiterer Entfernung diejenigen, deren pliocänes und präglaciales Alter wir feststellen konnten. Ihre Ver-

knüpfung mit den Etschthalgesimsen muss also eine gesimselose Strecke überbrücken wo die Kombination zu Rechte kommt.

Denken wir uns die Gesimse des Etschthales mit dem Gefälle, das sie in der Etschbucht haben, ins Gardaseethal hinein fortgesetzt, so würden hier die von Tremosine und Malcesine und das von Salò in das Niveau der unteren Gruppe fallen, letztere würde also als pliocän erscheinen. Aber wir tragen Bedenken gegen eine solche Parallelisierung; denn wir wissen, dass das Pliocän am Rande der Poebene nicht ungestört liegt und gegen die Alpen hin ansteigt. Dementsprechend müssen auch die pliocänen Gesimse wenigstens in dieser Zone dislociert sein und einen besonders kräftigen Anstieg gegen die Alpen hin offenbaren. In der Tat sehen wir, dass das Gesimse von Kap S. Vigilio, das dem Pliocänsockel von Salò entspricht, alpineinwärts rasch ansteigt; sein letzter Ansläufer nördlich von S. Zeno di Montagna liegt bereits in 600 m. Diesem Umstande Rechnung tragend, können wir das obere pliocäne Gesimse am Alpensaume nur mit der oberen Gesteinsgruppe des Etschthales und das untere mit der unteren Gruppe parallelisieren und müssen das Gesimse von Tremosine-Malcesine der letzteren zuweisen. Hiernach wäre der Sachverhalt im Etschthale genau so wie im Isèrethale, wo wir (S. 685) einen pliocänen und einen präglacialen Thalboden kennen gelernt haben, nicht aber so, wie im Wallis, wo Brückner zwar auch zwei Gesimse unterschieden hat, diese aber als präglacial und interglacial erkennt (S. 609).

Postpliocäne und quartäre Verbiegung des Alpensaumes.

Trifft unsere Auffassung zu, so haben wir es im Etschgebiete am Alpensaume mit einer Aufbiegung zu tun, durch welche nicht bloss der pliocäne, sondern auch der präglaciale Thalboden verbogen worden ist, welche also bis in die Quartärperiode hinein wirksam gewesen ist. In der Tat werden wir noch Anzeichen dafür kennen lernen, dass sie bis in die letzte Phase des Eiszeitalters wirksam war, und sehen, dass der Spiegel eines interglacialen Gardasees von ihr schräge gestellt worden ist. Nördlich von der Verbiegung, welche bis gegen das obere Ende des Gardasees reichte, hat das Land in Bezug auf den heutigen Meeresspiegel eine Hebung, südlich davon eine Senkung erfahren. Die Hebung im Norden bestand in einer Vertikalbewegung des ganzen Etschgebietes oberhalb des Gardasees, welche bis zum Kamme der Zentralalpen hin im wesentlichen gleichmässig erfolgt zu sein scheint; wenigstens können wir zur Zeit im Verlaufe der Etschthalgesimse keinerlei Störung mit Sicherheit nachweisen, welche anzeigte, dass benachbarte Krustenteile verschieden intensiv bewegt wurden: der Gefällsbruch, den sie bei Bozen aufweisen, ist nicht bedeutend genug, um daraus auf eine wesentlich verschiedene Hebung von Zentralalpen und Etschbuchtgebirge schliessen zu können; das Gefälle der Gesimse ist in den ersteren nicht grösser als das der heutigen Flüsse, der Etsch im Vintschgau und von Eisack-Rienz oberhalb Brixen; die Gefällsänderung der Gesimse bei Bozen ist weit unbedeutender als die des Eisack dahier oder die der Etsch bei Meran.

Beträge der postpliocänen und quartären Verbiegung.

Kann hiernach die Gefällsentwicklung der Gesimse bis zum Gardasee hin im grossen und ganzen als eine ursprüngliche gelten, so bietet sie die Möglichkeit, den Betrag der Hebung zu berechnen, den die Alpen nördlich der Aufbiegung erfahren haben. Wir denken uns die pliocänen Gesimse ideal fortgesetzt bis zu den marinen

Pliocänbildungen bei Salò. Sie würden hier eine Höhe von 700—800 m haben, erscheinen also gegenüber dem heutigen Meeresspiegel um diesen Betrag gehoben. In entsprechender Weise erhalten wir den Betrag der eiszeitaltigen Hebung der Alpen, wenn wir uns die präglacialen Gesimse mit dem Gefälle, das sie in der Etschbucht haben, bis in das Bereich des präglacialen Thalbodens am Chiese fortgesetzt denken; sie erreichen ihn in 400 m Höhe; auf rund 250 m beläuft sich sohin ihre Hebung in den Alpen. Wie gross die postpliocäne Senkung in der Poebene ist, wissen wir nicht, da in deren Mittellinie das Pliocän noch nicht erbohrt ist; das Bohrloch von Cremona aber erschliesst die Sohle der Quartärbildungen noch nicht in 200 m Tiefe unter dem Meere; wir haben also einen Höhenunterschied in der Sohle der Quartärbildungen zwischen hier und dem Chieseufer bei Cantrina von mehr als 350 m; und wenn dieser Höhenunterschied auch teilweise ein primärer ist, da es sich um kontinentale Ablagerungen handelt, die mit einem gewissen Gefälle abgelagert wurden, so ist er doch so gross, dass man an eine eiszeitaltige Einbiegung der Poebene von mindestens 300 m denken muss; viel grösser aber ist die Einbiegung des Pliocänsockels. So erhalten wir einen Einblick in sehr bedeutende postpliocäne und quartäre Krustenbewegungen am Südsaume der Alpen; das Gesamtausmass der quartären Bewegung, der alpinen Hebung und der padanischen Senkung beläuft sich auf mindestens 550 m! Der Wendepunkt zwischen Hebung und Senkung ist dort zu suchen, wo das Niveau des präglacialen Thalbodens aufhört, unter den pliocänen Thalboden eingesenkt zu sein, wo sich also die ältesten Quartärbildungen nicht mehr auf den Sockel des Pliocäns, sondern auf dieses selbst lagern. Das sehen wir zuerst bei Ciliverghe. Darnach fällt unser Wendepunkt auf die Südseite des Gardasees, dieser selbst also durchaus in das Bereich der Hebung.

Der Nachweis der bedeutenden postpliocänen und quartären Hebung der Alpen, zu dem wir im Etschgebiete gelangt sind, beruht im wesentlichen auf dem Verfolg der Thalgesimse. Wir haben bereits erwähnt, wie unsicher nicht selten deren Unterscheidung von Bändern und abgeschnittenen flachen Thalgehängen ist. Dazu kommt noch, dass die Höhe der echten Gesimse nämlich alter Thalböden, in einem stark vergletschert gewesenen Gebiete nur selten noch die ursprüngliche ist, sondern dass sie mehr oder weniger abgeschliffen sind. Unter solchen Umständen bereitet die Rekonstruktion alter Flussgefälle aus den Gesimsen nicht bloss grosse Schwierigkeiten sondern kann nie frei sein von einer gewissen Willkür. Wir haben dieselbe dadurch so stark als möglich einzuschränken gesucht, dass wir das Hauptaugenmerk auf den Verfolg grosser Formen gelenkt und zur Bestimmung der Höhenverhältnisse grösseres Gewicht auf geschützte Terrassenstücke als auf solche gelegt haben, die der glacialen Erosion stark ausgesetzt waren. Der breite alte Thalboden des Nonsberg erscheint uns massgebender, als die tieferen Gesimse im benachbarten Etschthale; besonderes Gewicht, aber haben wir auf die Thalniveaus gelegt, die uns in Durchbrüchen erhalten sind. Auf kleine Unregelmässigkeiten im Einzelverlaufe der Gesimse haben wir kein Gewicht gelegt; dass dann und wann, z. B. bei Meran, einmal ein Gesimse thalaufwärts ansteigt, bestimmt uns nicht sofort, auf eine Störung durch Krustenbewegung zu schliessen, da wir wissen, wie stark spätere Erosion an den Gesimsen gearbeitet hat. Aus gleichem Grunde legen wir darauf, dass z. B. im Kunterswege auf grössere Strecken gleich hohe Terrassenabsätze vorkommen, einstweilen kein Gewicht, aber empfehlen diese Gebiete für genauere Untersuchung, da denkbar ist, dass hier inneralpine Störungen in der Höhe der Gesimse vorliegen. Unsere Darstellung in Fig. 120 ist von unserem Bestreben, zunächst die Hauptzüge kennen zu lernen, insofern beeinflusst, als wir kleine Gesimsestücken, deren Gefälle unbestimmbar ist, mit dem Gefälle verzeichnet haben, das sich aus der Gesamtanordnung ergibt. In jenem Bestreben haben wir ferner darauf verzichtet, jedem einzelnen der überaus zahlreichen Gesimse seinen Platz in der Geschichte des Etschthales anzuweisen. Auch hier eröffnet sich für weitere Untersuchungen ein überaus

reiches Feld; denn, wie wir am Kunterswege zeigen konnten, gibt es unter dem präglacialen Thalniveau stellenweise noch zahlreiche interglaciale Gesimse.

Alter der Oberflächenformen im Etschgebiete.

Die allgemeinen Züge in der Oberflächengestaltung des Etschbuchtgebirges stehen in Einklang mit unserm Nachweise zweier verschieden alter Gruppen von Gesimsen. Kräftig hebt sich im Landschaftsbilde das obere Gesimse hervor, das wir als pliocän erkannten. Es bildet die Erosionsbasis für ein flachwelliges bis mittelgebirgisches Gelände, das links der Etsch sowohl auf dem Bozener Porphyryplateau als auch namentlich im Gebirge unterhalb Trient die Höhen bildet. Über den jugendlichen Wandungen der heutigen grossen Thäler erscheint es mit den Zügen einer älteren Topographie, die nicht dadurch beeinträchtigt ist, dass Lokalglatscher Kare in die rundlichen Formen eingeschnitten hätten. Seine bedeutendste Entwicklung nimmt dies Gelände in den Plateaus der Tredici und der Sette Comuni. Das Plateau der ersteren dacht sich ganz allmählich zur Poebene ab; mit einem scharfen Bruchrande setzt sich dagegen das der letzteren ab; im ersteren Falle fehlen die marinen Pliocänbildungen, weil eine sonst hoch gelegene pliocäne Landoberfläche hier herabgebogen, im andern, weil die Abbiegung der Alpen zur Poebene in einen Bruch übergegangen ist, längs dessen die Pliocänbildungen in die Tiefe gesunken sind.

Ebenso hebt sich deutlich das präglaciale Niveau hervor. Es ist nicht bloss durch Gesimse, sondern auch durch zahlreiche Stufenmündungen festgelegt und bezeichnet das Basisniveau, das durch die glaciale Übertiefung zerstört worden ist. Wir unterscheiden also im östlichen Südtirol: 1. Gehobene Plateau- und Mittelgebirgslandschaften mit reifen Formen. 2. Postpliocäne Einschnitte, gebildet durch fluviatile Erosion, welche gelegentlich, namentlich dort, wo der Hauptdolomit ihre Entfaltung begünstigte, mächtige Seitenschluchten, wie z. B. das Val Gola an der Filadonna, in die Mittelgebirgsformen hineinfraß. 3. Quartäre Übertiefung. Im eigentlichen Etschbuchtgebirge erkennt man dieselben Formengruppen; die pliocäne Landoberfläche wird hier durch plumpe, dem Schichtstreichen folgende Bergrücken ersetzt, welche durch breite Längs- und Querthäler von einander getrennt sind. Die Längsthäler fallen mit den Synklinalen der alttertiären Schichten zusammen; die Querthäler, wie z. B. das Loppiothal, erstrecken sich gelegentlich an der Stelle von Einsattelungen der Antiklinalen (vergleicht man letztere mit Dächern, so liegen die Thäler zwischen den Walmseiten derselben, weswegen man sie als Walmthäler bezeichnen kann); aber stets sind sie durch die Krustenbewegung bloss vorgezeichnet, nicht im einzelnen ausgestaltet. Gegen das Hochgebirge hin gehen die älteren Formen mehr und mehr verloren; im Herzen der Adamellogruppe finden wir nur quartäre Übertiefung und quartäre Kammzerstörung. Aber in den grossen Thälern trafen wir bis nahe zum Firste der Zentralalpen noch Absätze, die in das Niveau der postpliocänen und präglacialen Thalböden fallen, also morphologische Züge ziemlich hohen geologischen Alters.

Die Unterscheidung zwischen postpliocänen und präglacialen Zügen liefert einen Beweis dafür, dass die alpinen Glacialbildungen viel jünger als das padanische Pliocän sind, auf das sich unser Ausdruck postpliocän bezieht. Zwischen beiden fällt eine lange Zeit alpiner Aufwölbung und der Thalbildung. Es ist zu gewärtigen, dass dieselbe in der Tiefe der Poebene durch Sedimente repräsentiert ist. In wie weit die letzteren in dem Komplex der dortigen sandig-thonigen Schichten (S. 889) vertreten sind, wissen wir nicht. Es ist zu untersuchen, ob sie sich am M. Netto (S. 875) hervorheben.

VIII. Die inneralpinen Glacialablagerungen des Etschgletschers.

Bergstürze. Schuttkegel. Schuttkegelrudimente aus der Eiszeit. Alter und Entstehung der Schuttkegel. Interglaciales Ablagerungen. Varone-Nagelfluh. Nagelfluh und Pietra morta von Ceole. Interglacialer Gardasee. Malpensada-Breccie und andere Breccien bei Trient. Nagelfluh von Leifers. Schuttkegel von Tirol. Interglaciales Nagelfluh von Pederzano.

Glaciale Gebilde. Etschthal. Gletscherschliffe und Riesenkessel. Umfliessungsrinnen. Moränen und Schotter von Eppan. Moränen von Meran und im Vintschgau. Daunstadium im Schnalser-Thale. Endmoränen in der Ortlergruppe. Schneegrenze des Daunstadiums im Ortlergebiete. Die drei Stadien im Etschthalgebiete. Eisackthal. Moränen. Becken von Brixen. Moränen am Sterzinger Moos. Brauhof-Nagelfluh. Bergstürze im oberen Eisackgebiete. Hängegletscher der Brennergegend. Frechs Tribulaunstadium. Pusterthal. Stausee von Wielenbach. Gschnitzstadium bei Bruneck. Gschnitzstadium des Antholzer Gletschers. Schotter und Nagelfluh bei Welsberg. Vorstoss des Gschnitzstadiums. Das Toblacher Feld. Sarcathal. Becken von Stenico. Becken von Tione. Rendena- und Genovathal. Nocethal. Nonsberg. Sulzberg. Kleine Gletscher der Adamello- und südlichen Ortlergruppe. Lenothal. Avisiothal. Bühlstadium im Fleimsthal. Travignolothal. Pellegrinothal. Fassathal. Eggenthal. Schlucht in der Stufenmündung. Weitungen und epigenetische Strecken. Verschüttung des Eggenthales. Latemargletscher. Tierser Thal. Grödener Thal.

Gletscherrückgang im Etschgebiete. Bühlstadium. Gschnitzstadium. Daunstadium. Die Stadien als Vorstösse. Zugehörigkeit der Moränendecken zur Würm-Eiszeit. Schotter der Thalverbauung. Verbreitung der glacialen und interglacialen Ablagerungen.

Bergstürze.

Oberhalb des Gebietes der grossen Endmoränen sind das Etsch- und Gardasee-Thal weit hinauf wie ausgelegt von Glacialablagerungen. In den Vordergrund drängen sich hier jüngere Gebilde, welche durch die grossartige Thalübertiefung bedingt werden, und zwar durch Vorgänge, welche die letztere zu verwischen trachten. In den untersten Partien des Etsch- und Gardasee-Thales sind es in erster Linie Bergsturzablagerungen, welche auffallen. Sie knüpfen sich durchweg an Gehänge, welche infolge der Übertiefung übersteil geworden sind, und sind namentlich dort erfolgt, wo die Schichten parallel den Thälern streichen, aber unter geringerem Winkel fallen, als die Thalgehänge, so dass sie leicht ins Gleiten gelangen konnten. Wir müssen dieser Bergstürze hier ausdrücklich gedenken, weil sie in der Geschichte der Moränenkunde eine Rolle spielen. Gabriel de Mortillet hat 1860 die Ablagerung des auffälligsten, die Slavini di Marco unterhalb Rovereto, als Typus seiner Secundärmoränen hingestellt, welche sich während des Gletscherrückzugs bilden sollten. Als der Gletscher aus dem Hauptthale wich, sollten die seitlich aufgestauten Eismassen Moränen von eigenartig lokaler Zusammensetzung herabbringen.

Die Lavini oder Slavini di Marco sind, wie ich 1886 zeigte (Die Slavini di S. Marco. Mitth. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. XXIX 1886 S. 396) ein typischer Bergsturz. Am Westabfalle der Zugna Torta sind die grauen Kalke auf ihren Schichtflächen ausgerutscht, da das Gehänge durch glaciale Unterschneidung steiler geworden war als das Schichtfallen. Deutlich erkennt man die Ausbruchsnische. Die Trümmer legen sich als ein gewaltiges Schuttfeld gegenüber Mori quer über das Thal und verursachen eine merkliche Aufstauung der Etsch. Sie bilden die charakteristischen Haufen, auf denen die einzelnen Blöcke oft in kühnen Stellungen lagern. Da de Mortillet solches nicht von Bergstürzen kannte, glaubte er eine eigenartige Moräne vor sich zu haben, nicht ahnend, daß wir guten Grund haben, den Bergsturz als einen in historischer Zeit, im 9. Jahrhundert erfolgten anzusehen.

Ähnliche Ausrutschungen sind auf den Schichtflächen am Abfalle des M. Baldo gegen den Gardasee unfern Torbole erfolgt; Bergsturmassen bilden den benachbarten Sattel von S. Giovanni im tiefen Thale zwischen Nago und Mori, wo sie den seichten See von Loppio aufdämmen. Auf

glaciale Unterschneidung führt sich auch der bedeutende Bergsturz der Marocche im Sarcathale zwischen Drò und Alle Sarche zurück. Hier sind am Brento-Rücken rechts des Flusses die liegenden rhätischen Kalke stark untergraben worden; es brachen daher die hängenden grauen Kalke ab und schütteten einen gewaltigen Damm über das Sarcathal, der sich auf mehr als 200 m über das thalabwärts gelegene Drò erhebt. Er hat das aufwärts gelegene Thalstück zu einem See aufgedämmt, welcher durch die Aufschüttungen der Sarca in zwei Wannen zergliedert worden ist: in den Doppelsee von Toblino (14—17 m tief) und von Santa Massenza (13 m tief) im Norden, sowie in den 50 m tiefen See von Cavedine im Süden. Die trennenden Aufschüttungen der Sarca erstrecken sich bis in die Sarcaschlucht oberhalb Alle Sarche hinein, deren weitere Vertiefung durch sie unterbunden ist. Es handelt sich daher um einen thalgeschichtlich jungen Bergsturz.

Die Marocche sind gleich den Lavini wiederholt als Moränen gedeutet worden, namentlich von Paglia und Omboni; dem ist bereits Stoppani (Era neozoica S. 197) entgegengetreten. Seither hat Damian in seinen Seenstudien 1892 (S. 471) die einschlägigen Fragen eingehend diskutiert, die ziemlich reiche Literatur über die angebliche Moränennatur beider Ablagerungen zusammengestellt und ihre Entstehung durch Bergstürze überzeugend begründet. Er schildert ferner, wie der 28 m tiefe See von Tenno bei Riva durch einen Bergsturz abgedämmt ist. Gleicher Entstehung sind der 35 m tiefe Tovelsee und der 118 m tiefe Molvenosee in der Brenta-gruppe. (Lepsius S. 272, Damian Molvenosee 1890); dass letzterer See, wie Vacek auf Blatt Trient der geologischen Spezialkarte angibt, oberhalb eines Dammes von „Diluvium“ läge, kann ich nicht bestätigen; die Bergsturnatur der Ablagerung ist unverkennbar.

Ein grosser Bergsturz ist ferner, wie Damian bereits 1891 berichtet, vom unterschrittenen Westabfall der Maranza südlich von Trient abgebrochen. Sein Trümmerfeld erreicht unfern Castelier die Sohle des Etschthales. Ja, der gesamte Westabfall der Marzola ist, wie Damian dargetan, ins Rutschen gekommen und in einzelnen Staffeln gegen das Etschthal abgesessen, ohne daß es zu einer weitergehenden Fortbewegung von Massen gekommen wäre. Die Dinge liegen hier ähnlich wie bei Triesen im Rheinthale (vergl. S. 429). Die Steinbrüche im rothen Tithonkalke zwischen Trient und Gardolo am Fusse des linken Etschthalgehänges lassen endlich deutlich erkennen, wie hier das Thalgehänge bereits während des Schwindens der Vergletscherung ins Rutschen gekommen ist. Der sanfter als das Gehänge westwärts fallende Kalk ist von zahlreichen Abrissklüften durchsetzt, die ihrerseits mit Avisiogerölle erfüllt sind. Dieses konnte hierher lediglich gelangen, als der Etschgletscher das Etschthal gerade noch in schmaler Zunge erfüllte, an welcher die Wasser der Nebenthäler entlang flossen. Für letztere Tatsache werden wir noch weitere Gründe kennen lernen.

Schuttkegel.

Neben den Bergsturzablagerungen spielen im Etschthale grosse postglaciale Schuttkegel eine auffällige Rolle; sie sind es, welche in erster Linie den Lauf der Etsch bestimmen, indem sie diese bald an die eine, bald an die andere Thalseite drängen und so zum Wandern zwingen. Sie stauen ferner ganz regelmässig oberhalb von sich die Etsch etwas auf, nötigen sie hier zu Geröllaufschüttungen und bedingen Versumpfung. In den unteren Partien des Etsch- und Gardasee-Thales, wo die grossen Bergstürze herrschen, ist ihre Höhe nicht sehr bedeutend. Der Schuttkegel des Avisio bei Lavis beispielsweise erhebt sich nur etwa 50 m über den Spiegel der Etsch. Ganz anders gestalten sich die Dinge in der Gegend von Meran. Hier legt sich vor die Mündung des Passeier Thales der grosse steil ansteigende Schuttkegel des Naifer Baches, welcher an der Mündung des Naifer Thales fast 150 m Höhe über dem Spiegel der Etsch erreicht. Weiter aufwärts bedingt der riesige Schuttkegel von Partschins die 200 m hohe Stufe, mit der sich das Vintschgauer Thal gegen das Thal von Meran absetzt; er erhebt sich an seiner Spitze noch mehr denn 100 m über den hochgelegenen Boden des ersteren. Weiter thalaufwärts folgen die beiden grossen Schuttkegel von Tabland und Tarsch, deren Spitzen sich je 200 m über Thal er-

heben. Eine ansehnliche Thalstufe von 100 m Höhe bezeichnet sodann der Schuttkegel des Litzer Baches zwischen Laas und Kortsch: seine Spitze liegt mehr als 200 m über dem Boden des gestauten Etschthales. Nunmehr folgt die breite Thalsole von Prad und Glurns, worauf sich die grosse, 550 m hohe Schuttkegelstufe der Malser Heide einstellt, die, wie bereits von Johann Müllner 1900 dargetan, die Seen der Malser Heide aufstaut.

Schuttkegelrudimente aus der Eiszeit.

Dass die Bildung der großen Schuttkegel schon während des Rückzuges der Vergletscherung begann, zeigt sich im unteren Etschthale. Hier sieht man bei Santa Margherita zwischen Rovereto und Ala, bei Matarello und Ravina südlich, bei Lavis nördlich von Trient neben den heutigen Schuttkegeln kleine Rudimente von älteren, welche bedeutend höher ansteigen und dabei regelmässig thalabwärts von den heutigen gelegen sind. Alle diese Schuttkegelrudimente enthalten glaciales Material, nämlich deutlich gekrizte Geschiebe, unter Verhältnissen, welche auf die Nähe der Gletscher zur Zeit ihrer Entstehung deuten. Wir denken uns die letztere wie folgt: Als der sich zurückziehende Etschgletscher jeweils an der Mündung jener Seitenthäler endete, an welcher die Schuttkegelrudimente lagern, schütteten die Seitenthälflüsse zwischen Eis und Etschthalgehänge ihr Geröll auf, und zu diesem gesellte sich das glaciales Material des benachbarten Etschgletschers. So entstanden im Winkel zwischen Gletscher und Thalrand ziemlich mächtige Aufschüttungen, welche höchstens ein Viertel, gewöhnlich aber nur $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{8}$ eines heutigen Schuttkegels einnehmen.

Alter und Entstehung der Schuttkegel.

Abgesehen von diesen Fällen findet sich nirgends glaciales Material in den grossen Schuttkegeln und namentlich findet sich auch solches nicht an der Basis des Schuttkegels von Partschins, wie E. W. Fuchs 1875 irrtümlich auf seiner geologischen Karte der Umgebung von Meran angab; vielmehr bestehen die grossen Schuttkegel selber durchweg aus den Anschwemmungen der Flüsse und Bäche, die sie auf geschüttet haben, die grossen Schuttkegel des unteren Etschtales aus wohlgeroltem Schotter, die steilgeneigten des Vintschgaues hingegen aus mehr lehmigem Material, was deutlich verrät, dass bei Ablagerung dieser Schuttkegel Murbrüche eine massgebende Rolle gespielt haben. Die Vintschgauer Schuttkegel müssen aber auch erheblich jünger sein als die des unteren Etschthales; denn während der letzteren Bildung gleich nach dem Rückzuge der Würm-Vergletscherung, wie wir eben gesehen haben, begann, fällt ihre Aufschüttung in der Nähe von Meran nach dem Bühl-Stadium und weiter aufwärts im Vintschgau sogar in die Zeit nach dem Gschnitz-Stadium; denn sie erstrecken sich im Bereiche der Gletscher jener Stadien.

Eine charakteristische Eigentümlichkeit der Vintschgauer Schuttkegel ist, wie bereits Müllner bemerkte, dass sie sich vornehmlich an der Mündung der kleineren Seitenthäler erstrecken, während an der Mündung der grossen Seitenthäler nur kleinere Schuttkegel auftreten. So ist der Schuttkegel des Plimabaches, der aus dem Martellthale kommt, bei Morter nur wenig über 50 Meter hoch, der des Suldenbaches bei Prad gar noch weniger hoch. Weiter ist bemerkenswert, daß die Spitzen unserer steilgeneigten Vintschgauer Schuttkegel bis in die Thäler hinein wachsen, deren Bäche sie aufgeschüttet haben, und sich hier bis hoch hinauf erstrecken. So zieht sich der

Schuttkegel des Zillbaches bei Partschins bis an dessen Wasserfall hin, also durchaus bis in den Bereich, das der Gletscher des Gschnitz-Stadiums einnehmen müsste. Gleiches wiederholt sich mit dem Schuttkegel von Tartsch und dem von Laas. Tief hinein in den Albgraben bei Plaven zieht sich endlich die Schuttfläche der Malser Heide. — Soweit ich überblicken kann, kommen diese obersten Ausläufer unserer Vintschgauer Schuttkegel nirgends mit Moränen in Kontakt. Sie liegen zwar durchaus im Bereiche des Gschnitz-Stadiums, aber niemals lehnen sie sich an Moränen desselben nach der Art eines Übergangskegels an. Dagegen halten sie sich unterhalb der mutmasslichen Gletscherenden des Daun-Stadiums; sie können aber mit diesem nicht in genetische Beziehung gebracht werden. Unter solchen Umständen glaube ich nicht, dass die Entstehung unserer grossen Vintschgauer Schuttkegel von irgend einem Rückzugsstadium der eiszeitlichen Gletscher abhängig ist; massgebend für ihre Entwicklung ist lediglich die Übertiefung des Vintschgauer Thales. Durch diese wurde das Gefälle der Seitenthäler stark vermehrt, kräftige rückwärtige Erosion setzte ein, löste viel Material los, das sich dann in Form eines Schuttkegels anhäufte, und der Schuttkegel wuchs in der Masse, als die Erosion rückwärts schritt, und wuchs schließlich in den Bereich der von jener eingeschnittenen Thäler hinein. Bei einigen Schuttkegeln dauert dieser Vorgang noch fort, so z. B. bei dem von Laas, während er bei dem von Partschins schon zur Ruhe gelangt ist. Hier ist der Schuttkegel bereits von dem Bache, der ihn angehäuft hat, fast bis zur Spitze hinauf etwas durchschnitten. Begünstigt gewesen ist diese Entwicklung durch die ausserordentliche Tiefe des Vintschgauer Thales, an dessen beiden Seiten die Gehänge in einem Satze sich auf 2500 m Höhe erheben, sowie durch den Umstand, dass unten im Thale, wie in manchem zentralalpinen Thale, Trockenheit herrscht, während oben ergiebigere Niederschläge zu gewärtigen sind. Die von letzteren herrührenden Wassermassen kamen thalabwärts in trockenem Schutt, den sie eine Strecke weit als Murgang in Bewegung setzten; sein Material musste natürlich unten auf dem Schuttkegel liegen bleiben, wie man dies noch jetzt häufig wahrnimmt. In den grösseren Seitenthälern war die Entwicklung solcher Murgänge geringfügiger, der Thalbach rollte die von den Höhen mitgebrachten Materialien leichter mit sich fort, und damit entfiel die Veranlassung zur Anhäufung so grosser Schuttkegel an der Mündung dieser Thäler.

Wie sehr die Entwicklung der grossen Schuttkegel gerade von der Thalübertiefung abhängig ist, sahen wir S. 907 schon auf dem Sattel von Pergine. Nur untergeordnet ist die Abhängigkeit der Etschthaler Schuttkegel von dem Charakter der jeweils auftretenden Gesteine, sie setzen sowohl im Kalk- als auch im Porphy-, Granit- und Urschiefergebirge auf; doch scheinen Phyllite und Glimmerschiefer ihr Auftreten sowohl im Vintschgau als auch im oberen Val Sugana besonders zu begünstigen.

Interglaciale Ablagerungen.

Mit den eben betrachteten postglacialen Ablagerungen des Etsch- und Gardasee-Thales haben ältere Ablagerungen an den Flanken beider Thäler auffällige Ähnlichkeit. Wir begegnen hier den Resten älterer Schuttkegel von Seitenflüssen, dem Trümmerwerk älterer Bergstürze, in Verbindung mit den Anschwemmungen des Hauptflusses. Alle diese Ablagerungen sind älter als die herrschenden Moränen, und zugleich zeigt sich, daß ihrer Ablagerung eine frühere Gletscherausdehnung vorausgegangen ist. Sie

B



T

Die interglaciale Varone-Nagelfluh (B) und die Pietra Morta (T)
des Hügels von Ceole.



S

P

Der interglaciale Schuttkegel (S) von Leifers auf rundbuckligem Porphy (P)
an der rechten Seite der Mündung des Brantenthales.

sind also zwischen zwei Eisausdehnungen abgelagert; es ergeben sich Gründe, sie allesamt in die letzte Interglacialzeit verweisen. Wir beginnen mit der Betrachtung der interglacialen Schuttkegel.

Varone-Nagelfluh.

Am Nordende des Gardasees heben sich unfern Riva, wie die obere der beiden gegenüberstehenden Abbildungen lehrt, über den Häusern von Gavazzo bei Cologna die Wände einer Nagelfluh hervor (vergl. Fig. 121), welche die Bevölkerung

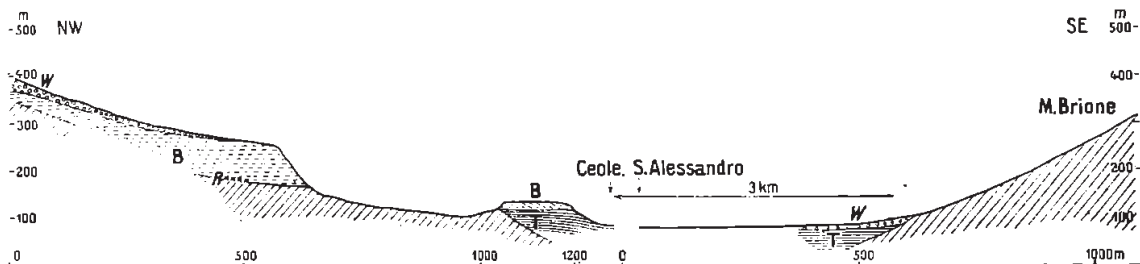


Fig. 121. Interglaciaie Ablagerungen am Nordende des Gardasees.

W Würm-Moränen. **B** Varone-Nagelfluh, flach und bei Ceole deltaartig geschichtet. **T** Pietra morta. **R** Gekritzte Geschiebe in der Nagelfluh. Grundgebirge schräge schraffiert.

Scaramuzz nennt. Blaas hat sie 1892 als Varone-Konglomerat beschrieben und mit der Höttinger Breccie verglichen. Wir finden darin vorzugsweise nicht gerade stark abgerollte Kalke aus der Nachbarschaft, die ebensogut aus dem Sarcathale wie aus dem Gebiete des wenig südlich mündenden Varonebaches herrühren können; doch fehlen nirgends angewitterte Tonalite und erratische Porphyre. Auch Urgesteinsgerölle sind vorhanden. Die Schichtung ist flach und wird durch das Gehänge schräg abgeschnitten; die untersten Bänke oberhalb des Klosters delle Grazie fallen flach nordwärts. Danach erscheint das Ganze als der Überrest eines alten Varone-schuttkegels. Mit dem Geröll wechsellagern namentlich in den tieferen Partien der Nagelfluh Lehm-schichten. In solchen finden sich am Eck östlich Gavazzo zerquetschte Schneckenschalen sowie undeutliche Pflanzenreste. Herr Dr. R. Sturany in Wien hatte die Freundlichkeit, die ersteren zu untersuchen. Er schreibt mir darüber: „Drei kleine Abdrücke erinnern an *Patula solaria* Mke; ein Einschluss könnte auf ein eingedrücktes Gehäuse von *Tachea hortensis* Müll. und das am besten erhaltene Stück — dem Gewinde nach — auf *Fruticicola villosa* Drap. oder dergl. zurückzuführen sein. Es lässt sich also bloss vermuten, dass wir es mit den Formen eines milden Klimas zu tun haben.“ Überlagert wird die Varone-Nagelfluh von den Moränen des Thalgehanges, welche längs des Weges von Varignano nach Tenno gut aufgeschlossen sind; unter ihnen erhebt sie sich bei Cologna bis rund 350 m Meereshöhe. Ihre Mächtigkeit ist hier nur 10 m; als ihr Liegendes treten cretaceische Mergel entgegen. Thalabwärts nimmt die Mächtigkeit erheblich zu; sie dürfte sich am Abfalle gegen das Kloster delle Grazie auf 60 m belaufen. Am Fusse dieses Abfalles streicht unter ihr graublauer Oligocänmergel, die Creta der Gegend, aus; auf dieser kommt an der tiefsten Stelle ihrer Sohle in 170 m Höhe ein starker Quell hervor. Weiter nördlich sind darüber mächtige Schollen abgerutscht und lagern nun mit schräger Schichtung am Gehänge. Unweit hiervon fand ich in den untersten Nagelfluhpartien einzelne gekritzte Geschiebe, welche verraten, daß der Ablagerung der Varone-

Nagelfluh eine Vergletscherung ebenso vorangegangen, wie gefolgt ist. Da nun ihre Conchylienfauna Anhaltspunkte zur Vermutung gewährt, dass sie Formen eines milden Klimas enthält, so stellen wir die Nagelfluh zu den interglacialen Bildungen.

Nagelfluh und Pietra morta von Ceole.

Aus gleichem Material wie die Varone-Nagelfluh besteht die Nagelfluh, welche wenig weiter südöstlich die auf unserem Vollbilde S. 916 sichtbaren Hügel um Ceole krönt. Am westlichsten derselben ruht sie unmittelbar auf der Creta und erhebt sich hier auf beinahe 140 m. Von hier zieht sie sich unweit des Klosters delle Grazie bis zur Thalsole herab; weiter südlich erscheint unter ihr der weisse Kalkstein der Pietra morta. Während aber die Varone-Nagelfluh von gelblicher Farbe ist, ist die von Ceole grau; und während jene im grossen und ganzen horizontal gelagert ist, hat diese die schräge Schichtung eines Deltas. Diese Verschiedenheiten weisen auf verschiedene Entstehung: die Nagelfluh von Varone ist eine fluviale, die von Ceole eine lacustre Ablagerung.

Die Zusammengehörigkeit beider Nagelfluhablagerungen wird durch ihr Alter erwiesen. Eng verknüpft mit der Ceole-Nagelfluh ist die Pietra morta in ihrem Liegenden. Dieser leicht bearbeitbare Kalkstein ist verfestigter Kalkschlamm. Eingeschaltet ist eine mehr merglige Zwischenlage, Pietra marcia, die nicht als Werkstein benutzt werden kann und ganz auffällige Schichtstörungen aufweist, als wäre sie einst ins Gleiten gekommen. Pietra morta und Pietra marcia fallen ostwärts; beide enthalten teils einzeln eingestreut, teils lagenweise eingebettet Geschiebe von verschiedenen Kalken sowie solche von Tonalit. Einzelne Kalkgeschiebe sind gekritz und gekritzte Geschiebe finden sich auch an der Basis der hangenden Deltanagelfluh. Die Gesamtmächtigkeit der Pietra morta mitsamt der Pietra marcia beläuft sich auf mehr als 20 m; sie wird bis zu einer Meereshöhe von etwa 75 m, 10 m über dem Gardaseespiegel, ausgebeutet. Fossilien wurden in ihr bisher nicht gefunden, was auch Vacek 1899 berichtete.

Ein zweites Vorkommen der Pietra morta liegt, wie gleichfalls bereits Blaas erwähnt und auch Vacek 1903 mitteilt, 3 km südsüdöstlich von Ceole am Ostfusse des M. Brione, im Winkel südöstlich S. Alessandro. Sie wird hier in drei Steinbrüchen gewonnen; die Schichten fallen schwach westwärts; wieder sind Geschiebe von Kalk und Tonalit, von denen die ersteren gelegentlich deutliche glaciale Schrammung zeigen, eingebettet. Als Hangendes tritt hier zähe graue Grundmoräne entgegen, welche dann und wann Blöcke der Pietra morta enthält. Die Aufschlüsse reichen bis zum Grundwasser herab, das sich nur wenig hoch über dem Gardaseespiegel erheben dürfte.

Interglacialer Gardasee.

Die hier mitgeteilten Beobachtungen bestätigen die Angabe von Blaas, dass die Pietra morta viel mehr Beziehungen zum diluvialen Varone-Konglomerat hat als zum Miocän des M. Brione, zu dem sie von Lepsius gestellt worden ist. Es trifft die Mutmassung Vaceks zu, dass es sich um eine diluviale, quartäre Bildung handelt. Sie ist das schlammige Sediment, welches zum Deltaschotter in ihrem Hangenden gehört. Beide sind älter als die Moränen der Gegend; die eingeschwemmten gekritzten Geschiebe aber lehren, dass ihrer Ablagerung eine Vergletscherung vorangegangen ist. Gleiches haben wir bereits für die Varone-Nagelfluh nachgewiesen. Die genetischen Beziehungen beider Gruppen von Ablagerungen erhellen aus ihren Lagerungsverhält-

nissen. Der alte Schuttkegel der Varone-Nagelfluh liegt in grösserer Meereshöhe als das Delta mit dem alten Seeschlamm von Ceole. Wir haben hier die Ablagerungen nebeneinander, welche sich heute noch in der Gegend von Riva am und im Gardasee bilden, nur reichen beide viel höher, die lacustren bis 140 m und die fluviatilen bis rund 300 m, während die Ablagerung des heutigen Gardasees bis 65 m, die Schuttkegel z. B. bei Varone bis an 150 m Höhe sich erstrecken. Wir gewinnen hiermit einen Anhalt für einen interglacialen Gardasee. Sein Spiegel muss im Höhenintervall zwischen der schräge geschichteten Nagelfluh von Ceole und der flach gelagerten Wand gegen delle Grazie angesetzt werden, also zwischen 140 und 170 m Meereshöhe. Das ist erheblich höher als die Altmoränen der Gegend von Montichiari und Carpenedolo (120 m). Es wiederholt sich also auch am Gardasee die schon mehrfach beobachtete Tatsache, dass der interglaciale Seespiegel höher liegt, als die den See umstauenden Moränen. (Vergl. S. 150, 164, 527 und 833).

Malpensada-Breccie und andere Breccien bei Trient.

Bereits 1891 hat Damian auf eine Breccie südlich von Trient aufmerksam gemacht, die ihn in vielen Stücken an die Höttinger Breccie bei Innsbruck erinnerte, und ein Jahr später hat sie Blaas als Malpensada-Breccie eingehender beschrieben. Sie tritt etwa 3 km südlich Trient auf, wird in der Schleife der Valsuganabahn bei der Villa Rossi (der Spezialkarte, jetzt Garbari) in Steinbrüchen ausgebeutet und zieht sich (vergl. Fig. 122) am Gehänge abwärts bis zur Casa Malpensada. Sie besteht aus

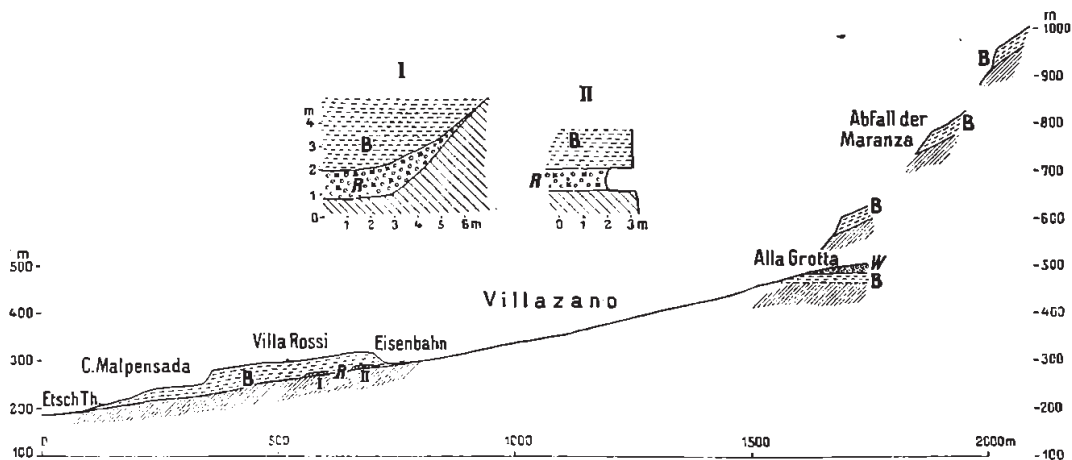


Fig. 122. Interglaciäre Malpensada-Breccie bei Trient.
W Würm-Moränen. B Malpensada-Breccie. R Riss-Moränen.
Grundgestein schräge schraffiert.

Trümmern von den Kalken der benachbarten Marzola, aber nirgends fehlen auch Porphy- und Urgebirgsbrocken; unter letzteren gibt es auch solche von Zentralgneiss. Während nun Damian ausdrücklich angibt, im Liegenden der Breccie nicht Moränen gefunden zu haben, traf ich solche hier bei der Villa Rossi an. In einer Nische südlich der Villa unweit der Eisenbahn nahm ich 1896 und 1903 übereinstimmend das in Fig. 122 I wiedergegebene Profil auf. Ferner erschloss eine Grabung beim Quell südöstlich der Villa gleichfalls unter der Breccie sehr feste Grundmoräne, wie Fig. 122 II zeigt. Beide Aufschlüsse liegen so weit auseinander, dass der Gedanke an eine stattgehabte Rutschung der Breccie über die Moräne ausgeschlossen erscheint. Die Oberfläche der Breccie zeigt in der Umgebung der C. Rossi die Formen glacialer

Zurundung; Moränenbedeckung konnte ich hier nicht finden. Wohl aber tritt über einem etwas mehr als 1 km östlich gelegenen Vorkommen der Breccie bei Alla Grotta Moräne auf. Wir haben es daher hier genau ebenso wie bei Innsbruck mit einer zwischen Moränen gelagerten verfestigten Schuttkegelablagerung zu tun, und hier wie da knüpfen sich an deren Nachbarschaft alte zu Breccien verkittete Schutthalden. Sie brechen in steilen Wänden am Abfalle der Marzola gegen die Villa Rossi ab; ich verfolgte sie hinauf bis zur Maranzaalm, bis 1000 m Meereshöhe; hier tragen sie reichliche Moränenbedeckung. Das Material ist fast ausschliesslich Kalktrümmerwerk. Wir müssen daher bei Trient auf einen ganz ähnlichen Gang der Ereignisse schliessen wie bei Innsbruck. Nachdem das Etschthal bis über Trient hinaus vergletschert gewesen war, zog sich das Eis zurück; an den Gehängen entstanden grosse Schutthalden, an ihrem Fusse Schuttkegel; dann kam eine neuerliche Vergletscherung, welche das Thal bis über 1600 m hinauf erfüllte. Nur können wir nicht wie bei Innsbruck Schlüsse auf die Mächtigkeit der ersten Vereisung und auf das Klima der Zwischenzeit machen. Auch reicht die Breccie, welche von der Bevölkerung Mandorlato genannt wird, viel tiefer am Thalgehänge herab als die Höttinger Breccie; sie kann bis fast zur Thalsole herab verfolgt werden.

Vacek verzeichnet die Breccie nicht auf der geologischen Specialkarte Blatt Trient, erwähnt sie aber 1903 in seinem Führer (S. 27). Ein Vorkommen einer ähnlichen Breccie findet sich gleichfalls am linken Etschthalgehänge 5 km nördlich Trient zwischen Meano und Gardola di Mezzo, wo Vacek Diluvium angibt. Sie bricht mehr als 100 m über dem Etschthale steilwandig gegen dasselbe ab. Die Oberflächenformen weisen auf glaciale Zurundung. Auf ein weiteres Vorkommen von Gehängebreccie machte mich Professor Damian in Trient aufmerksam. Es liegt 5 km südlich Trient am rechten Etschthalgehänge und wird vom Wege zwischen Romagnano und Garinga angeschnitten. Ich konnte seine Beziehungen zu den Glacialbildungen nicht feststellen.

Nagelfluh von Leifers.

An der Mündung des Brantenthales bei Leifers findet sich ein räumlich sehr beschränktes, aber recht mächtiges Vorkommen einer ziemlich festen Nagelfluh, welches beiderseits jener Thalmündung an die steilen Porphyrgehänge förmlich angeklebt erscheint. Die untere Abbildung auf unserem Vollbilde S. 916 zeigt sein Auftreten an der rechten Seite der Thalmündung; auf der linken Seite trägt es das Kirchlein von St. Peter (438 m). An seiner Zusammensetzung beteiligen sich vor allem grosse Porphyrböcke, daneben auch angewittertes Kalkgerölle, alles Materialien aus dem Brantenthale; Urgesteine und Tonalite aus dem Etsch- und Eisackthale habe ich nicht gefunden; das ganze ist daher der Überrest eines etwa 160 m mächtigen alten Schuttkegels, welcher bis zur Spitze des heutigen Schuttkegels des Brantenbaches, nämlich bis 280 m Höhe, herabverfolgt werden kann. Der bei St. Peter vorbeiführende Wallfahrtsweg nach Weissenstein schliesst als Hangendes der Nagelfluh loses Etschgerölle auf, über welchem sich in 480 m Höhe Moränen einstellen. Das Liegende sieht man an der anderen Seite, rechts vom Brantenbache. Hier hebt sich unter der Nagelfluh Porphyr in ziemlich steilem Abfalle hervor, und dieser hat unverkennbar Rundbuckelformen, nicht die Klufformen der in den Porphyr eingeschnittenen Thäler; doch gelang es mir nicht, deutliche Gletscherschliffe auf der Oberfläche oder Moräne zwischen ihr und der Nagelfluh zu finden. Immerhin sind die Rundbuckelformen deutlich genug, um eine der Nagelfluh-Ablagerung vorausgegangene Vergletscherung sehr wahrscheinlich zu machen.

Schuttkegel von Tirol.

Die erste Erwähnung von interglacialen Bildungen im Etschthale knüpft sich an die Ablagerungen beim Schlosse Tirol unweit Meran. Im Graben von Gratsch steigt man 150 m hoch durch eine gelbe Schuttablagerung mit grossen Blöcken, über welcher sich in etwa 580 m Höhe 20 m mächtiges Etschgerölle einstellt. Über diesem lagern beim Schlosse Tirol die Grundmoränen, welche durch das Auftreten von Erdpyramiden ausgezeichnet sind. Gredler und Götsch halten die liegende gelbe Schuttablagerung für Moräne, ersterer für die einer älteren Eiszeit, letzterer für die eines Lokalgletschers der das Hauptthal hier eher erreichte als der Gletscher desselben. Ich kann mich der Deutung, dass eine Moräne vorliegt, nicht anschliessen. Die Ablagerung ist durchweg geschichtet und fällt schwach südlich. Götsch hat aber recht, wenn er darauf aufmerksam macht, dass in ihr vornehmlich Material aus dem Spronser Thale vorkommt. Darnach halte ich sie für einen alten Schuttkegel des Spronser Thales und sehe mich in dieser Auffassung dadurch bekräftigt, dass an der nordwärts gelegenen Mündung des Spronser Thales oberhalb Kuens eine ebensolche Ablagerung abermals in grosser Mächtigkeit auftritt und hier entschieden gegen die Passer hin fällt. Darüber lagern gleichfalls Moränen. Aber dieser alte Schuttkegel enthält nicht bloss Gesteine des Spronser Thales; ich bemerkte im Graben unterhalb des Schlosses Tirol auch Blöcke von Tonalit, weissem Marmor, von Hornblendeschiefer, welche dem weiteren Passergebiet angehören und hier die Rolle von erratischem Materiale spielen, weswegen die Bildung des Schuttkegels wieder zwischen zwei aufeinanderfolgende Vergletscherungen anzusetzen ist.

Wir haben also oberhalb des Gardasees im Etschtale zwischen Trient und Meran die Reste von vier verschiedenen alten Schuttkegeln vor uns. Die Gleichartigkeit ihres Auftretens und ihres Verhaltens gegenüber den Moränen bestimmt uns, sie allesamt als gleichalterig zu erachten und wegen der in der Varone-Nagelfluh enthaltenen Schneckenfauna für interglacial anzusehen und sie, ausgehend von den hangenden Moränen bei Riva und Trient, in die Riss-Würm-Interglacialzeit zu verweisen. Allerdings sind die hangenden Moränen bei Meran, sowie möglicherweise die bei Leifers wesentlich jünger als die bei Riva und Trient; sie gehören, wie wir sehen werden, dem Bühl-Stadium an. Danach wären im Etschgebirge während der Riss-Würm-Interglacialzeit ausserordentlich hohe Schuttkegel zur Entwicklung gelangt, deren Spitzen 200 m und mehr die heutige Thalsohle überragten, während ihre Aufschüttungen nahezu bis zur letzteren herabreichen. Hiernach sind während der Riss-Würm-Interglacialzeit ähnlich grossartige Schuttkegel zur Entwicklung gelangt, wie wir sie heute im Vintschgau oberhalb Meran antreffen. Hier sehen wir deutlich, dass das Hauptthal keineswegs allgemein bis zur Spitzenhöhe der Schuttkegel verschüttet gewesen sein muss und dass es zwischen den Schuttkegeln ansehnliche Lücken gibt. So dürfte es in der Riss-Würm-Interglacialzeit auch im Etschtale unterhalb Meran der Fall gewesen sein. Immerhin muss aber auch hier der Thalfluss durch die Entwicklung der Schuttkegel zu namhaften Aufschüttungen veranlasst gewesen sein und es muss das Etschtal schliesslich bis zu beträchtlicher Höhe über seinem heutigen Boden ganz und gar verschüttet gewesen sein. Wenn von dieser grossartigen Verschüttung nur ganz wenige Überreste sich erhalten haben, die wir einzeln betrachtet haben, so vergewissert uns dies von neuem von der gewaltigen, durch die letzte Vergletscherung ausgeübten Erosion.

Interglaciale Nagelfluh von Pederzano.

Neben den interglacialen Schuttkegeln des Etschtales begegnen wir auch einer Nagelfluhablagerung wahrscheinlich interglacialen Alters. Im Lägerthal (Valle Lagarina) oberhalb Rovereto bildet sie am rechten Gehänge die Terrasse, welche gegen das Dorf Villa Lagarina steil abbricht, und auf welcher das Dörfchen Pederzano (369 m) liegt. Diese Pederzano-Nagelfluh erhebt sich bis 500 m Höhe und reicht bis 260 m Höhe herab. Ihr Material besteht aus horizontal geschichtetem Etschthalgeröll. Die untersten Partien sind sehr grob und reich an grossen Porphyrollsteinen, während die mittleren, von der Bevölkerung Duvino genannten, fast nur aus erbsengrossen Kalkgeröllen bestehen. Danach haben wir es hier mit den Überresten einer mindestens 240 m mächtigen Aufschüttung eines alten Etschthales zu tun, dessen Sohle 80 m über dem heutigen gelegen war.

Auch diese Ablagerung liegt unter Moränen, welche ihre Schichten ebenso schräge abschneiden, wie die der eben betrachteten Schuttkegel. Unter ihr erscheint im Thale zwischen Pederzano und Noarna altes Bergsturzmaterial. Solches liegt auch in einer grossen Entblössung nördlich Pomarolo unter der Nagelfluh; es wird durch eine verknetete Masse von rötlicher Kalkbreccie, von Basalttuffen und Basaltbrocken, die sich auf eine schräge Schicht-Platte von Eocän-Kalken legen, gebildet. Ein kohliges Lager mit wohl erhaltenen Pflanzenstengeln und Zweigen charakterisiert jenen Bergsturz als ziemlich jugendlich; ein grosser Porphyrblock erscheint wie ein erratischer Fremdling in ihm. Der Ablagerung der Pederzano-Nagelfluh gingen also Bergstürze voraus, und diese förderten Material zur Tiefe, welches wir heute, wenn es sich an den Etschthalgehängen findet, als erratisches bezeichnen. Wir weisen daher auch der Pederzano-Nagelfluh ein interglaciales Alter zu, glauben aber, dass sie älter ist, als die bisher betrachteten Schuttkegelbildungen der Riss-Würm-Interglacialzeit, da sie nicht gleich diesen bis an die Thalsole herabreicht, sondern ziemlich hoch über derselben gelegen ist. Wir meinen sie am ehesten in die Mindel-Riss-Interglacialzeit verweisen zu sollen.

Glaciale Gebilde.

Die Moränenablagerungen des Etschgebietes bekunden in ihrer Verbreitung eine enge Beziehung zur Thalübertiefung. In den übertieften Furchen sind sie spärlich und treten immer nur an gewissen Stellen entgegen, welche Halte des sich zurückziehenden Gletschers offenbaren. In den daneben befindlichen Thälern hingegen, welche von starker glacialer Erosion verschont geblieben sind und in wenig geminderter präglacialer Tiefe hoch über den übertieften Furchen hängen, machen sie sich breit und treten vielfach als ausgedehnte Decken entgegen, die mit dem Eisrückzuge nicht in Verbindung stehen. Mit diesen Moränendecken an den Flanken der Hauptthäler verbinden sich natürlich auch hier die Ablagerungen des sich zurückziehenden Eises. Während dieselben jedoch in den Hauptthälern, am Boden der übertieften Furchen gelegen, sich scharf hervorheben, lehnen sie sich in unseren Seitentälern unmittelbar an die hier befindlichen Moränendecken und die Trennung der hocheiszeitlichen Ablagerungen von denen der postglacialen Stadien fällt daher hier gelegentlich recht schwer, zumal da spätere Erosion die Moränendecken manchmal in schmale Wälle zerschnitten hat, welche in bezug auf Verlauf und Form den Endmoränen recht ähnlich werden können.

Um zu einer scharfen Chronologie der Moränenablagerungen gelangen zu können, müssen wir also zunächst in den Hauptthälern aufwärts wandern, um hier die einzelnen

Stadien des sich zurückziehenden Eises aufzusuchen. Dann erst wenden wir uns den Seitentälern zu, wo wir zwischen hocheiszeitlichen und postglacialen Anhäufungen zu unterscheiden haben.

Etschthal. Gletscherschliffe und Riesenkessel.

Oberhalb des Gebietes der Endmoränen setzen, wie wir schon erwähnten, die glacialen Ablagerungen des Etschgebietes zunächst nahezu aus. Aber es fehlen damit keineswegs Gletscherspuren; vielmehr treffen wir an den Gehängen sowohl des Gardaseethales, wie auch des Etschthales sehr häufig Gletscherschliffe, sowie in auffällig grosser Zahl Riesenkessel, deren Entstehung nur unter der Voraussetzung zu erklären ist, dass einst das Thal mit Gletschereis erfüllt gewesen ist, dessen Schmelzwasser die Kessel ausstrudelten.

Es ist unmöglich, die grosse Zahl der beobachteten Gletscherschliffe hier einzeln aufzuführen. Sie folgen alle der Richtung der Täler und verraten auf Pässen, so namentlich längs der Strecke Trient-Alle Sarche, das Überfliessen des Eises. Besonders schön sind die Schliffe auf der linken Seite des Gardaseethales, sowohl auf den Jurakalken des M. Baldozuges als auch auf den Eocänkalken an der Strasse zwischen Nago und Arco. Grossartig abgeschliffen sind die Riegelberge oberhalb Arco. Der Hügel mit Höhenzahl 481 m der österreichischen Spezial-Karte trägt bis auf seinen Gipfel Schliffe, die allerdings vielfach dem sich entwickelnden Karrenphänomen zum Opfer gefallen sind; an seinem Ostabfall ziehen sich breite, weithin sichtbare Glacialfurchen entlang und an seinem Ostfusse erstreckt sich bei S. Maria Rundbuckel neben Rundbuckel.

Ausgezeichnete Riesenkessel liegen an der Ostseite des Gardaseethales unweit der Strasse, die von Nago nach Arco herabführt. Hier waren 1886 zahlreiche Gletscherschliffe durch den Strassenbau aufgeschlossen; gegen die Sarcaebene zu befinden sich die schon seit 1877 bekannten seither von Trener beschriebenen Riesenkessel (I pozzi glaciali di Nago. Tridentum II. 1899), auf welche neuerlich ein Wegweiser deutet. Sie liegen in einer Reihe und sind verbunden durch eine am Gehänge herablaufende Rinne, die am obersten Kessel beginnt. Weiter thalaufwärts liegt der grosse von Stoppani beschriebene Riesentopf von Vezzano (Era neozoica S. 33; vergl. auch Stoppani, Le marmite dei giganti. Ann. Soc. degli Alpinisti Tridentini 1877, S. 156. D. E. G., I pozzi glaciali di Vezzano. Ebenda 1879 S. 281. Apollonio, I pozzi glaciali di Vezzano. Ebenda 1880, S. 37), in dessen Nachbarschaft jüngst Fr. Zieger weitere Riesenkessel entdeckte (I pozzi glaciali di Madruzzo, Bolletino della Soc. Rododendro, Trient III. 1906, S. 17; I nuovi pozzi glaciali di Vezzano e di Madruzzo, Rivista Tridentina VI, 1906, 3). Aus dem Etschthale beschreibt G. de Cobelli Riesenkessel in der Umgebung von Rovereto, von Vallunga nördlich, von Grottole bei Lizzana und vom rechten Etschufer gegenüber Serravalle südlich genannter Stadt (Le marmite dei giganti della valle Lagarina, IX Pubblicazione fatta per cura del Museo civico di Rovereto, 1886).

Umfließungsrinnen.

Angesichts der Spärlichkeit von Moränenablagerungen im unteren Etschthale fesseln unsere Aufmerksamkeit insbesondere einige Gebilde, welche bekunden, dass der Eisrückzug in einzelnen Etappen erfolgte und dass speziell am Boden des Etschthales sich noch längere Zeit eine Gletscherzunge erhielt, während die angrenzenden Höhen schon eisfrei geworden waren. In erster Richtung weisen die Schuttkegelrudimente, die wir bereits gewürdigt haben, in letzter eine Umfließungsrinne neben dem Etschthale nördlich Trient, welche allerdings weit weniger grossartig ist, als die S. 770 aus dem Sesialthal erwähnte. Sie schneidet quer über den Nordwestsporn des Kalisberges zwischen Gardolo und Meano, und unterhalb von ihr treffen wir auf der Höhe von Martignano Sand und Schotter, mutmasslich abgelagert von dem zur Seite geschobenen, längs der Etschgletscherzunge entlang fliessenden Avisio, dessen Spuren wir auch in den Steinbrüchen von Gardolo finden (vergl. S. 914).

Diese Umfliessungsrinnen, die wir bereits wiederholt kennen gelernt haben, haben in Bezug auf die Ansichten von Brunhes über die Entstehung der Thalübertiefung (*Érosion fluviale et érosion glaciaire. Revue de Géographie I. 1907, S. 281*) theoretische Bedeutung. Brunhes denkt sich die Übertiefung im wesentlichen dadurch bewirkt, dass sich die Wirkung des rinnenden Wassers auf zwei Linien konzentriert, welche sich meist an den beiden Seiten oder unter dem Gletscher entlang ziehen. Wir entnehmen unsern Beispielen, dass bei der von Brunhes verlangten Disposition ganz andere Formen entstehen als übertiefte Täler.

Moränen und Schotter von Eppan.

Das Gebiet von Eppan unterhalb Bozen stellt das erste bedeutendere Moränenvorkommnis dar, dem wir im Etschthale aufwärts wandernd begegnen. Es ist eine deutlich aufgeschüttete Terrasse am Fusse des Mendel-Gebirges, die durch den 14 km langen Rücken des Mitterberges von der Etsch geschieden wird. Dieser Rücken ist mit Recht als Fortsetzung des Riedels zwischen Etsch und Eisack bezeichnet worden, welcher oberhalb des Schlosses Siegmundskron von der ersteren durchbrochen worden ist. Er besteht aus Bozener Porphyry, welcher prächtige Rundbuckelformen zeigt. Zwischen ihm und dem Fusse der Mendel erstrecken sich, wie bereits Blaas (1892) erwähnte, Moränen, Mehlsande und Schotter in einer Mächtigkeit von etwa 200 m. Den Sockel des Ganzen bildet lockerer Etschthalschotter, welcher am Nordrande der Terrasse von Eppan gegen Siegmundskron hin ausstreicht und hier unmittelbar neben Gletscherschliffen auf dem Porphyry zu liegen kommt. Darüber breiten sich in der Gegend von Girlan und St. Pauls feine Mehlsande, die gelegentlich mit Geröllbänken wechsellagern. Weiter südlich stellen sich auf der Höhe der Terrasse Grundmoränen ein, die unmittelbar auf Schotter zu liegen kommen. Sie erstrecken sich bis zu einem grossartigen Endmoränenwall, der südlich von Girlan beginnt, sich an den Abfall des Mitterberges schmiegt, hier den unteren, 12 m tiefen ¹⁾ Montiggler See abdämmt und bis gegen den Kalterer See hin vorstösst. Hier kommen unter ihm die Etschthaler Schotter zum Vorschein, ähnlich denen von Siegmundskron, aber hier ineinandergeschachtelte, steil abfallende Übergangskegel bildend.

Es liegt im Gebiete von Eppan also ein ganz ähnlicher Komplex vor, wie im Kirchbichler Walde im unteren Innthale. Die Endmoräne Girlan-Montiggler, die ihrerseits sich häufig in einzelne Wälle auflöst, bezeichnet einen längeren Gletscherhalt, währenddessen vor dem Eise Schotter abgelagert wurden. Als sich jenes dann zurückzog, wurden zwischen ihm und der Endmoräne in einem glacialen Stausee die Mehlsande von St. Pauls abgelagert. Der Abfluss dieses Stausees schnitt in die vorher aufgeschütteten Materialien ein und bildete das heute trocken daliegende Thal, das sich östlich von Kaltern zum Kalterer See zieht. Dieser selbst hat mit den geschilderten Ereignissen nichts zu tun; er nimmt das Südende des Kalterer Thales ein, welches durch die heutigen Etschanschwemmungen abgedämmt worden ist. Seine Tiefe ist gering.

Die Endmoräne Girlan-Montiggler ist an ihrem Nordende mit Weinbergen bedeckt und langanhaltende Bodenkultur hat hier ihre charakteristischen Oberflächenzüge stark verwischt. Diese treten weiter südlich entgegen, wo sie mit Wald bedeckt ist; da wechseln unregelmässige blocküberstreute Kuppen mit Moorflächen und bilden ein Gelände, dessen Formenreichtum auf Blatt Cles der österreichisch-ungarischen Spezialkarte nicht entsprechend wiedergegeben ist. — Weniger zusammenhängend sind die Moränenwälle an der Westseite von Eppan. Sie lehnen sich oberhalb

¹⁾ Vgl. G. Huber, Monographische Studien im Gebiete der Montiggler Seen. Stuttgart 1905.