

69. Hauptversammlung : Sonntag und Montag, 6. und 7. September 1953

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **46 (1953)**

Heft 2

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

B. 69. Hauptversammlung

Sonntag und Montag, 6. und 7. September 1953

Geschäftliche Sitzung: Sonntag, den 6. September 1953

Der Jahresbericht des Vorstandes für das Jahr 1952/53, der Bericht des Eclogae-Redaktors und der Rechnungsbericht pro 1952 sowie der Bericht der Rechnungsrevisoren werden verlesen und mit dem Budget für 1953 von der Versammlung gutgeheissen.

An Stelle des ausscheidenden Rechnungsrevisors Dr. H. SCHUPPLI wird Dr. H. FRÖHLICHER neu gewählt.

Turnusgemäss muss der Vorstand gewählt werden: Folgende Mitglieder haben ihren Rücktritt angemeldet: A. FALCONNIER, F. ROESLI, L. VONDERSCHMITT und E. WEGMANN. Da kein Ersatz gefunden werden kann, erklärt sich F. ROESLI bereit, ein weiteres Jahr im Vorstand zu bleiben. Für die Periode 1954–57 werden in den Vorstand gewählt.

neu: Prof. H. BADOUX, Dr. A. BERSIER, Dr. E. RITTER;

bisher: Dr. W. NABHOLZ, Prof. E. A. PARÉJAS, Prof. F. ROESLI und Prof. R. RUTSCH.

Der neue Vorstand verteilt die Chargen folgendermassen:

Präsident: Prof. E. PARÉJAS, Genève.

Vizepräsident: Dr. E. RITTER, Basel.

Redaktor: Dr. W. NABHOLZ, Basel.

Kassier: Prof. F. ROESLI, Luzern.

Sekretär: Dr. A. BERSIER, Lausanne.

Beisitzer: Prof. R. RUTSCH, Bern, und Prof. H. BADOUX, Lausanne.

Die Versammlung beschliesst, den Art. 3 der Statuten (siehe Eclogae Vol. 38/2 (1945), S. 679) abzuändern (vgl. Jahresbericht des Vorstandes). Die Neufassung lautet:

Art. 3. – Die SGG. bezweckt die Förderung der geologischen Wissenschaften, sowohl vom schweizerischen als vom allgemeinen Standpunkte aus, durch folgende Mittel:

- a) durch Versammlungen;
- b) durch gemeinschaftliche Exkursionen;
- c) durch Bildung von Arbeitsgruppen zur Erforschung besonderer geologischer Probleme;
- d) durch die Publikation der Eclogae geologicae Helvetiae als Gesellschaftsorgan;
- e) durch die Vertretung der Schweiz an internationalen Kongressen in Übereinkunft mit dem Comité national suisse de Géologie.

Art. 3. – Le but de la S.G.S. est de travailler à l'avancement des sciences géologiques en général et de la géologie de la Suisse en particulier, par les moyens suivants:

- a) des réunions;
- b) des excursions en commun;
- c) la constitution de groupes chargés d'étudier des problèmes géologiques spéciaux;
- d) la publication des Eclogae geologicae Helvetiae, organe de la Société;
- e) la représentation de la Suisse aux congrès géologiques internationaux après entente avec le Comité national suisse de Géologie.

Prof. A. HEIM dankt dem zurücktretenden Präsidenten Prof. L. VONDERSCHMITT und dem Redaktor Dr. W. NABHOLZ für die geleistete Arbeit.

Zum Ehrenpräsidenten der nachfolgenden Sitzung wählen die Anwesenden Herrn Prof. ARNOLD HEIM, zum Sekretär Herrn Dr. A. GÜNTHERT.

Der Sekretär der Sitzung: A. GÜNTHERT

Wissenschaftliche Sitzungen:
Sonntag und Montag, 6. und 7. September 1953

Zugleich Sitzungen der Sektion für Geologie der SNG.

a) Gemeinsame Sitzung mit der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft und der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft

Thema: DAS SOTTOCENERI

1. – MAX REINHARD (Basel): **Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin.**¹⁾ Mit 1 Textfigur und 1 Tafel (XI).

Im Jahre 1925 unternahm ich, z. T. gemeinsam mit R. STAUB, orientierende Streifzüge im Sottoceneri und dem westlich angrenzenden italienischen Gebiet. Ein Jahr später begann die geologische Kartierung, zuerst auf der sehr mangelhaften topographischen Unterlage der Siegfriedblätter, später sukzessive auf den ausgezeichneten Plänen 1:10000. Heute liegt das ganze Gebiet des Sottoceneri, soweit es von kristallinen Gesteinen des alten, vorkarbonischen Grundgebirges und von permischen vulkanischen Gesteinen aufgebaut ist, im Maßstab 1:10000 fertig kartiert vor. Meine Mitteilung bezweckt, gestützt auf diese Kartierungsarbeiten und eine Durchmusterung von rund 3000 Dünnschliffen, einen gedrängten Überblick über den Bau dieses Grundgebirgsabschnittes zu geben.

Das kartierte Gebiet war nicht vollständiges Neuland. Es wird Aufgabe einer späteren, ausführlicheren Beschreibung sein, die Verdienste zu würdigen, die sich namentlich italienische Geologen um die Erforschung des südlichen Tessins erworben haben. Trotz diesen Beiträgen war das altkristalline Grundgebirge, auf das wir uns ausschliesslich beschränken, nur sehr mangelhaft bekannt.

Das Untersuchungsgebiet wird im N begrenzt durch das Morobbiatal und die Magadinoebene, tektonisch gesprochen durch eine der wichtigsten Störungszonen der Alpen, die Jorio-Tonale-Linie. Im S erstreckt es sich bis zur äussersten Spitze der Morcote Halbinsel.

An der Kartierung waren drei geschätzte Schüler mitbeteiligt (siehe Verteiler auf der tektonischen Übersicht Tafel XI). RUDOLF BÄCHLIN (1937), der im Quellgebiet des Amazonas zum tiefen Bedauern aller, die ihn gekannt haben, verunglückt ist, hat das Tamarogebiet bearbeitet; AUGUST SPICHER (1940) die Gegend des oberen Val d'Iso, und PAUL GRAETER (1952) das Malcantone, von dem ein geologisch ungünstig gelegener Ausschnitt schon früher von PAUL KELTERBORN (1923) untersucht worden war. An den kursorischen Begehungen des Gebietes zwischen der schweizerisch-italienischen Grenze und dem Lago Maggiore waren BÄCHLIN und GRAETER ebenfalls mitbeteiligt. Das posthercynische Deckgebirge, das hier nicht berücksichtigt wird, hat durch PETER LEHNER (1952) eine neuzeitliche Bearbeitung erfahren. Zur topographischen Übersicht über das im folgenden behandelte Gebiet können die Überdrucke 1:50000 Monte Ceneri und Mendrisiotto dienen.

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Schweizerischen Geologischen Kommission.

Das Grundgebirge des Sottoceneri, ein Ausschnitt aus dem Seengebirge, zerfällt in zwei gänzlich voneinander verschiedene Teilgebiete, die sich durch ihren Bau unterscheiden, und zwar sowohl was das Baumaterial, die Gesteine, als auch den Baustil, die Tektonik, anbetrifft.

Die Grenze zwischen beiden Gebieten verläuft ungefähr in NE-SW-Richtung. Das im NW der Trennungslinie gelegene Gebiet sei Ceneri-Zone, das im SE anschliessende Val-Colla-Zone genannt (vgl. Tektonische Übersicht auf Tafel XI). Im NE, in der Nachbarschaft der italienischen Grenze, ist die Trennungslinie infolge Verschuppung und intensiver mechanischer Überarbeitung im Bereich der Jorio-Tonale-Linie schwer feststellbar. Über ihren Verlauf auf dem östlich anschliessenden italienischen Gebiet, auf das sie hinüberstreichen muss, sind wir nicht unterrichtet. Vom Monte Gazzirola gegen W verläuft die Grenze ungefähr über die Wasserscheide zwischen Val d'Isoe (oberes Vedeggiotal) und Val Colla, durchquert die Alta Capriasca bei Lelgio, zieht von hier gegen Bigorio, folgt dem kurzen Val Crevio bis Taverne, verschwindet dort unter der Aluvialebene des Vedeggio, taucht bei Manno wieder auf, streicht dann dem W-Hang des Val d'Agno entlang bis Magliaso, verschwindet wieder unter den rezenten Anschwemmungen und erscheint ein letztes Mal auf ganz kurze Strecke am Monte Caslano, bevor sie, diesmal endgültig, unter die permischen Laven und die Triasdolomite untertaucht und ihr weiterer Verlauf deshalb nicht mehr feststellbar ist.

Das Baumaterial

Dass das Baumaterial auf beiden Seiten der Trennungslinie verschieden ist, zeigt ein Blick auf die Karte und die Legende. Keine der am Aufbau des Grundgebirges wesentlich beteiligten Gesteinsarten tritt zugleich in beiden Gebieten auf. Wohl gibt es, besonders unter den Paragesteinen, auch Allerweltsgneise, charakterlose Taugenichtse, die einem das Kartierungshandwerk verleiden, wo sie überhand nehmen; aber sie sind im Sottoceneri wenig verbreitet.

Ceneri-Zone

Mischgneise mit vorwiegend Orthomaterial (Typus Orthogneis). Gesteine, die man in den Schweizer Alpen als Orthogneise zu bezeichnen pflegt, sind im nördlichen und westlichen Sottoceneri und im westlich angrenzenden italienischem Gebiet recht verbreitet. Es sind ultrametamorphe, sandig-tonige bis -mergelige Sedimente, bei denen Altbestand und zugeführtes Material oft so innig vermengt sind, dass sie nicht mehr unterschieden werden können.

Glimmerarme aplitische Alkalifeldspatgneise sind im westlichen Tamarogebiet verbreitet; im Malcantone treten sie nur noch in wenig mächtigen, uneinheitlichen Zügen auf. Viel häufiger als diese aplitisch-pegmatitischen Gneise sind

Biotit-Plagioklas-Kalifeldspatgneise, die bei zurücktretendem Kalifeldspat oft Hornblende führen. Dünn- bis grobflaserige Typen herrschen vor. Der Übergang zu den Paragneissen wird durch dünnflaserig-schieferige Varietäten, oft auch durch aplitisch-pegmatitisch durchaderte Injektionsgneise, vermittelt. Nesterweise stellen sich innerhalb der Orthogneisozonen auch richtungslos granitisch-körnige Abarten ein, die ohne scharfe Grenze in die flaserigen übergehen.

Mischgneise

Unter dieser Bezeichnung ist eine recht bunte Reihe von Gesteinen zusammengefasst, die zwischen den stofflich unbeeinflussten Paragesteinen und den Ortho-

gneissen vermittelt. Bei schieferigen bis körnig-flaserigen Biotit-Plagioklasgneissen, die sich im Felde höchstens durch ein etwas gröberes Korn von den Paragneissen unterscheiden, verrät der mikroskopisch nachweisbare grössere Kalifeldspatgehalt eine diffuse Alkalizufuhr. Diese ist schon augenfälliger in dünnflaserigen Gneissen, in denen der Kalifeldspat in Form von nuss- bis faustgrossen Knauern auftritt. In der Nähe der Orthogneisse stellen sich die schon erwähnten, lagenweise aplitisch-pegmatitisch durchwirkten Injektionsgneisse als typische Mischgneisvertreter ein.

Die bis jetzt erwähnten Gesteinsarten sind der Val-Colla-Decke fremd. Ihr Vorkommen ist jedoch nicht auf die Ceneri-Zone beschränkt. Ganz ähnliche Gesteine sind auch anderswo in den Alpen verbreitet.

Paragneisse

Als charakteristisches Leitgestein der Ceneri-Zone tritt, unmittelbar an das Liegende der Val-Colla-Zone im N und W anschliessend, der Giumello-Gneis auf, ein schieferiger Muskowit- bis Zweiglimmer-Plagioklasgneis, dem ein wesentlicher Gehalt an Tonerdesilikaten — Granat, Staurolith und besonders Disthen und Andalusit — besonderes Gepräge verleiht. Sehr typische Giumello-Gneisse nehmen in der äussersten NE-Ecke der Karte das Gebiet des Mottone di Giumello ein, nach dem das Gestein benannt wurde. Hier treten Andalusit und Disthen auch in faust- bis kopfgrossen Knauern auf.

Das markanteste Leitgestein der Ceneri-Zone ist der Ceneri-Gneis, ein Biotit-Plagioklasgneis, oft granatführend. Das auffälligste, schon von blossen Auge feststellbare Merkmal ist die feine Granulierung aller Bestandteile. Noch deutlicher sieht man im Dünnschliff, wie die Plagioklaskörner in ein feines polygonales Pflaster, die Biotitlamellen in feinfilzige Nester aufgelöst sind, während der Quarz in Zeilen von gröberen, stark verzahnten Körnern auftritt. Ein weiteres Merkmal bilden die zahlreichen linsenförmigen oder unregelmässig gestalteten, vom Wirtgestein stromlinienförmig umschlossenen Einschlüsse von Hornfelsgneis oder von Kalksilikaten. Von kopf- bis rumpfgrossen Einschlüssen treten alle Zwischenstufen bis zu unauffälligen Schmitzen auf. Zwei Dünnschliffe von Ceneri-Gneissen und zwei Einschlüsse sind bei BÄCHLIN (1937) auf Tafel I und II abgebildet.

In den Kernpartien der Ceneri-Gneis-Vorkommen überwiegt körnig-klein-flaseriges, beinahe massiges Gefüge, das randlich in ein schieferig-stengeliges und gegen die angrenzenden Paragneisse in ein schieferiges übergeht. Fältelung, an biotitreichen Schlieren erkennbar, ist offenbar recht verbreitet, kann aber nur an günstigen Aufschlüssen beobachtet werden, da sie durch die Gneissifizierung überprägt worden ist (siehe Figur 1).

Das Ursprungsgestein des Ceneri-Gneisses war offenbar ein flyschartiger, tonig-sandiger Sedimentkomplex mit spärlichen mergelig-kalkigen Linsen, der während einer ersten Phase intensiv verfaltet wurde. Erst im Laufe einer späteren Orogenese wurde er in den Unterbau einbezogen und gneissifiziert.

Der Ceneri-Gneis setzt auf dem Rücken der Cima die Medeglia, 5 km E von der Ceneri-Passhöhe, an einer steil S einfallenden Schlinge unvermittelt ein. Weiter im E tritt kein Ceneri-Gneis mehr auf. W vom Ceneripass öffnen sich die Schenkel der Schlinge. Der südliche Schenkel teilt sich in zwei Äste, die in SSW-Richtung bis jenseits der Landesgrenze verlaufen. Weiter im S tritt Ceneri-Gneis nur noch sporadisch auf und wurde auf der Karte nicht ausgeschieden. Der nördliche Schenkel erscheint in mehrere Lagen aufgelöst, die in die Schlingenbildung im Randgebiet gegen den Lago Maggiore einbezogen sind. Längs dem Seeufer ist der Ceneri-

Gneis sowohl auf schweizerischem wie auf italienischem Gebiet gut aufgeschlossen. Am W-Ufer des Sees erscheint er wieder bei Cannobio auf der Nordseite des Talausganges des Cannobino. BÄCHLIN (1937) verweist auf ein von NOVARESE (1929) als «Granitgneis» bezeichnetes Vorkommen von typischem Ceneri-Gneis bei Ponte Casletto, 10 km NW von Pallanza. Das sind, in der Luftlinie, 40 km bis zur Schlingenumbiegung auf dem Ceneri-Rücken, wo der Ceneri-Gneis unvermittelt abbricht. Auf diese Distanz hat das Gestein keines seiner charakteristischen Merkmale eingebüsst. Und bei Ponte Casletto findet der Zug noch immer kein Ende. Wie weit südlich sich dieses für die Ceneri-Zone so typische Leitgestein erstreckt, bleibt noch festzustellen.

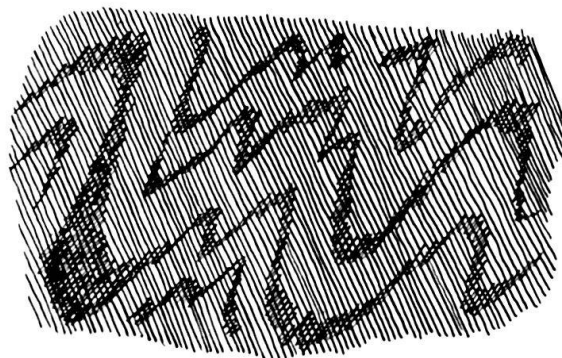


Fig. 1. Gefalteter Ceneri-Gneis.

Die Fältelung ist durch Biotit-reiche Lagen gekennzeichnet. Das planare Gneisgefüge verläuft unabhängig von der Fältelung.

Es ist schon erwähnt worden, dass der Ceneri-Gneis in den Randpartien stark verschiefert ist. Zugleich büsst er auch allmählich sein auffälliges Erkennungsmerkmal, die Granulierung, ein, die Einschlüsse werden spärlicher, und er geht ohne scharfe Grenze in schwach gefeldspatete, schieferig-flaserige Biotit-Plagioklas-Mischgneisse über. Noch weiter vom Kontakt entfernt stellen sich wenig typische schieferige Biotit-Plagioklas-Paragneisse ein, oft mit denselben Einschlüssen, die für den Ceneri-Gneis charakteristisch sind.

Am Bau des Tamarogebietes sind feinkörnige Biotit-Plagioklas-Hornfelsgneisse wesentlich beteiligt. Auch in diesen Gesteinen treten die gleichen Kalksilikateinschlüsse auf wie im Ceneri-Gneis. Eine bis über 4 km breite Zone von Hornfelsgneissen trennt die beiden Injektionszonen des Tamaromassivs; in der nordwestlichen Injektionszone nehmen Hornfelsgneisse, zusammen mit Ceneri-Gneissen, an der Schlingenbildung teil. Sehr feinkörnige, hornfelsartige Gesteine treten auch anderswo in der Ceneri-Zone und auch in der Val-Colla-Zone als Einlagerung in den Paragneisszonen auf. Von diesen Vorkommen sind auf der Karte nur die mächtigeren dargestellt.

Die bis jetzt erwähnten Gesteine führen oft Hornblende, mit Ausnahme des Alkalifeldspat- und des Ceneri-Gneisses. Diese Abarten wurden auf der Karte nicht besonders ausgeschieden.

Amphibolite und metamorphe Peridotite

Weniger häufig als Hornblendegneisse sind in der Ceneri-Zone Amphibolite und metamorphe Peridotite vertreten. Allerdings vermittelt auch hier die Karte kein ganz getreues Bild, indem die schmalen Amphiboliteinlagerungen nicht dar-

gestellt wurden. Dies gilt besonders für die NE-Ecke der Karte, wo nur die mächtigeren Vorkommen dargestellt sind und die zahlreichen Amphiboliteinlagerungen in den Paragneiszonon und mehrere linsenförmige Vorkommen von metamorphen Peridotiten nicht berücksichtigt werden konnten. Eine Zone von Amphiboliten erstreckt sich vom Camoghè gegen W und S bis zum Ausstrich der Val-Colla-Zone bei Taverne. Sie ist nicht einheitlich, sondern durch Paragneiszwischenlagen in mehrere Bänke aufgeteilt. Mit ihr vergesellschaftet, oder in ihrer Nachbarschaft treten, besonders im östlichen Abschnitt, ultrabasische Metamorphite auf, die SPICHER (1940) näher beschrieben hat.

Im Tamarogebiet und im Malcantone sind wenig mächtige Amphibolitlagen in den Paragneiszonon verbreitet, auch hier wieder in grösserer Zahl, als auf der Karte dargestellt werden konnte.

In bezug auf ihren Ursprung handelt es sich in der Mehrzahl um Paraamphibolite. Im Verband mit den basischen Metamorphiten treten jedoch auch Amphibolite magmatischer Herkunft auf.

Obschon auf der Karte nicht dargestellt, seien noch die Gangschwärme von Diabasen und Porphyriten und die Mylonitzonen erwähnt.

Diabas-Gangschwärme sind besonders im südlichen Malcantone häufig (von wo sie BEARTH (1932) beschrieben hat), etwas weniger häufig am N-Rand der Ceneri-Zone. Die Mächtigkeit der Gänge ist meistens sehr gering; sie beträgt nur einige cm bis wenige Meter.

Mylonitschiefer begleiten in der Ceneri-Zone allenthalben die Ruschelzonen. Die Vorkommen von dichten, splitterigen Gangmyloniten sind auf den nördlichen Randstreifen der Ceneri-Zone beschränkt.

Val-Colla-Zone

Karbon

Karbonkonglomerate und -Arkosen treten sowohl am W-Rand der Val-Colla-Zone als auch in ihrem Hangenden auf. Von den an die Schuppenzone des W-Randes gebundenen ist das Karbonvorkommen von Manno längst bekannt. GRAETER (1952) kommt das Verdienst zu, zwei neue Fundstellen entdeckt zu haben: bei Viga, 2 km SWS von Manno, und bei Caslano am Ponte-Tresa-Arm des Luganersees.

Die Karbonvorkommen im Hangenden der Zone sind am N-Hang des Dolomitklotzes der Denti della Vecchia in Bachrissen schlecht aufgeschlossen.

Orthogneisse

Zusammen mit später zu erwähnenden Paragneistypen bildet ein heller Muskowit-Alkalifeldspatgneis (nach einem Kirhhügel 5 km nördlich von Lugano Bernardo-Gneis benannt) ein leicht erkennbares Leitgestein. Trotz gleichbleibendem Mineralgehalt — nur der Muskowitgehalt ist grossen Schwankungen unterworfen — sind recht verschiedene Varietäten vorhanden, die sich durch mehr oder weniger starke mechanische Überarbeitung unterscheiden. Nicht oder wenig kataklastisch ist der Bernardo-Gneis nur dort, wo er als wenig mächtige Bänke Paragneissen zwischengelagert ist. Der Kalifeldspat tritt dann oft in einsprenglingsartigen Individuen auf, die sich übrigens auch in stärker kataklastischen Abarten noch deutlich vom feinkörnigen Quarz-Feldspatgereibsel abheben. Wo der Bernardo-Gneis in grösseren Komplexen auftritt, bildet er strukturlose Massen, die kreuz und quer von Rutschharnischen durchsetzt sind. Das Gneisgefüge ist dann meistens verwischt; feinkörnige, quarzitähnliche Kataklastite und dichte

Ultramytonite herrschen vor, neben selteneren sandig-brekziösen Typen. Es ist daher nicht verwunderlich, dass der erste Bearbeiter des südlichen Tessins, SPREAFICO, die Bernardo-Gneisse für klastische Gesteine hielt, die er als „apenniniti“ bezeichnete und altersmässig mit dem Mannokonglomerat parallelisierte. Auf der geologischen Karte der Schweiz 1:100000, Blatt XXIV, sind diese „apenniniti“ infolge eines Druckfehlers mit der Farbe des Verrucanos bezeichnet (TARAMELLI 1880). STELLA (1894) hat ihre wahre Natur erkannt und eine treffliche Beschreibung dieser von ihm als „gneiss chiari“ genannten Gesteine gegeben.

Die grösste Verbreitung erreichen die Bernardo-Gneisse im Gebiet zwischen dem Vedeggio- und dem Cassaratetal nördlich Lugano. Die dortigen Kirchhügel von S. Zenone, S. Bernardo und S. Rocco sind aus einer mächtigen, schwach gegen W geneigten Bernardo-Gneis-Tafel herausmodelliert. In den Senken zwischen den Hügeln sind die liegenden Phyllonite blossgelegt. Infolge des westlichen Einfallens treten Bernardo-Gneisse auf der rechten Talseite des Vedeggio nur noch in den unteren Hängen zwischen Manno und Magliaso auf. Eine isolierte Klippe ragt wenig NNE von Manno aus der Alluvialebene des Vedeggio.

Ein Band von Bernardo-Gneissen folgt dem Rand des Deckgebirges vom Monte Brè gegen NE und E bis zur Bocchetta di S. Bernardo, wo es auf italienisches Gebiet hinüberstreicht. Die Kontinuität dieses Gneiszuges ist besonders am N-Hang der Denti della Vecchia durch Gehängeschutt unterbrochen. In der Gegend E von Cadro zweigt von diesem Bernardo-Gneis-Zug ein Ast gegen SW ab. Er lässt sich bis in die Talebene des Casserate hinunter verfolgen, wo er in Schürflinge mit dazwischengepressten Phylloniten aufgelöst ist.

An der E—W streichenden Störungszone von Paradiso—Agnò und am Grundgebirgszwickel am W-Fuss des S. Salvatore beteiligen sich Bernardo-Gneisse. Was jedoch im Gebiet der Collina d'Oro SSW von Lugano auf der Karte als Bernardo-Gneis bezeichnet ist, hat vieles von seiner Eigenart eingebüsst. Die Gesteine zeigen eine rötliche bis tiefbraunrote Farbe, die wahrscheinlich auf permische Verwitterung zurückzuführen ist. Sie wechsellagern oft mit Paragneissen, was sonst beim Bernardo-Gneis nicht der Fall ist, und sie sind öfters Biotit führend. Eine eingehende mikroskopische Untersuchung wird später erweisen, ob diese Alkalifeldspatgneisse der Collina d'Oro von den Bernardo-Gneissen abgetrennt werden sollten.

Paragneisse

Die grösste Verbreitung in der Val Colla-Decke nimmt der Stabiello-Gneis ein (nach einem Gipfel des italienisch-schweizerischen Grenzkammes bezeichnet). Es handelt sich in seiner typischen Ausbildung um einen verworren gefältelten, oft reichlich Granat führenden Sericit-Plagioklas-Schiefergneis mit Quarzschnüren und verschmiertem Sericit auf den Schieferflächen. Während sich der Stabiello-Gneis des Grenzkammes — im NE der Kartenskizze — und des Val-Colla-N-Hanges durch alle erwähnten Eigenschaften auszeichnet, büsst er am S-Hang der Val Colla und im Gebiet von Lugano einige seiner charakteristischen Eigenschaften ein und geht in einen mehr ebenflächigen Sericit- bis Muskovit-Schiefergneis über.

Im Liegenden und im Hangenden werden die Stabiello-Gneisse allmählich schieferiger und nehmen einen phyllitischen Habitus an. Man erhält schon im Gelände den Eindruck, dass es sich bei diesen oft wie Tonschiefer aussehenden Gesteinen nicht um schwach metamorphe Sedimente, sondern um extrem verschieferte Stabiello-Gneisse, also um Phyllonite handelt, eine Vermutung, die durch den mikroskopischen Befund bestätigt wird. Es scheint allerdings wahr-

scheinlich, dass an diesem Schieferkomplex auch wenig metamorphe Tonschiefer, also Phyllite, mitbeteiligt sind, die sich von den Tonschiefern der Karbonschuppenzone von Salvan=Le Châtelard weder im Handstück noch im Schliff unterscheiden lassen. Die mikroskopische Untersuchung der reichlich aufgesammelten Proben wird diese Frage wohl zu lösen vermögen.

Die dunkelgrauen bis schwarzen, ockrig anwitternden Schiefer zeigen oft eine warvenähnliche, feine Schichtung. Das Gefüge ist entweder planar, oder häufiger, als Folge intensiver Kleinfältelung und Walzung, ausgeprägt stengelig-linear. Diese dunkeln Phyllonite, die den basalen Komplex der Val-Colla-Zone bilden, sind mit den Stabiello-Gneissen verschuppt, und es treten am W-Rand der Zone in den Phylloniten Schürflinge von Bernardo-Gneissen und die Karbonschollen von Manno, Viga und Caslano auf. Phyllonite stellen sich auch im Hangenden der Val-Colla-Zone ein, wo sie wiederum mit Bernardo-Gneissen und Karbonschollen verschuppt sind.

Eingelagert zwischen die Stabiello-Gneisse bilden feinkörnige Hornblende-Epidotschiefer lange, schmale, oft abrupt endende Züge. Sie wechsellagern stets mit dünnen Paragneislamellen. Die ganze Erscheinungsart deutet auf sedimentären Ursprung. Nur selten sind in diesen Hornblendeschiefern Nester von größerem Korn und gabbroid anmutendem Aussehen vorhanden.

Hornblende-Epidotschiefer kommen besonders am Val-Colla-S-Hang vor. Ein solcher verfingerter Hornblendeschieferkomplex lässt sich gegen W $2\frac{1}{2}$ km jenseits des Cassarate verfolgen.

In der Hügelregion um den Lago di Muzzano westlich Lugano und in der Collina d'Oro sind Hornblendeschiefer ebenfalls reichlich vertreten. Auch im Stadtgebiet von Lugano sind sie vorhanden, und an der Strasse nach Castagnola bilden sie, an Brüchen gegen Stabiello-Gneis absetzend, einen Felsvorsprung.

Noch mehr als die Phyllonite neigen die Hornblendeschiefer zu ausgeprägt stengelig-linearer Ausbildung, wozu ausser der Kleinfältelung die parallel angeordneten feinen Hornblendenädelchen das ihre beitragen.

Auch in der Val-Colla-Zone treten Diabas- und Porphyritgänge auf, aber nur vereinzelt und nicht in Schwärmen wie in der Ceneri-Zone.

Im Bahneinschnitt zwischen Lugano und Paradiso sind zwei Gänge blossgelegt; weitere sind in der Störungszone Paradiso-Agno und in der Collina d'Oro vorhanden. Ein mächtiger, ausgebleichter und stark karbonatisierter Porphyritgang wurde von dem neuen Massagno-Tunnel durchschlagen, und Ausläufer dieses Ganges sind in Gräben südlich Vezia aufgeschlossen.

Zum Schluss seien noch ein paar Bemerkungen über das Altkristallin der Morcote Halbinsel beigefügt. Das Grundgebirge tritt an zwei Stellen unter den permischen Vulkaniten zutage. Im wenig ausgedehnten Aufschluss südlich Figino stehen an der Seestrasse Gneismylonite an. Gegen den Granophyr zu sind sie von aplitischen bis mikrogranitischen Gängen durchsetzt.

Ein ausgedehnterer Aufschluss erstreckt sich dem See entlang von Morcote bis halbwegs Melide und hangaufwärts bis oberhalb Vico Morcote. Am Bau dieses Grundgebirgsstückes beteiligen sich Konglomeratgneisse, flaserige Biotit-Plagioklas-Gneisse, dem Giumello-Gneis ähnliche Gesteine mit Granat, Disthen und Stauroolith, Gneisquarzite und splitterige, dichte Gneismylonite. Turmalin ist ein sehr verbreiteter Übergemengteil. Hand in Hand mit der Turmalinführung geht eine starke Pinitisierung des Biotits und der Feldspäte. Das Kristallin durchsetzende Granitporphyrgänge mit grobkristalliner Gangmitte und feinkristallinen Salbändern sind längs der Seestrasse an vielen Stellen gut aufgeschlossen.

Tektonik

Wie das Baumaterial, so ist auch der Baustil der Ceneri-Zone verschieden von dem der Val-Colla-Zone. Man wird sich fragen, worauf das beruht und welche Bedeutung der Trennungslinie zwischen den beiden Gebietsabschnitten zukommt. Längs dieser Linie treten in ihrem Hangenden die mechanisch gewaltig hergenommenen Phyllonite auf, mit Schürflingen von Bernardo-Gneissen und Karbonkonglomeratpaketen. Nicht von ungefähr ist der breite Talkessel der Val Colla in dieser Zerrüttungszone angelegt, sind am nördlichen Talhang die Schichten im Kriechen begriffen und in Blockmassen aufgelöst, und haben die Wildbäche tiefe Schluchten in die frevelhaft kahlgeschlagenen Hänge eingeschnitten. In der Phyllonit-Schuppenzone liegen Verhältnisse vor, wie sie für die basalen Teile weit verfrachteter Decken charakteristisch sind. Die Val-Colla-Zone ist an die Ceneri-Zone angestaut, und die Trennungslinie zwischen Val-Colla-Zone und Ceneri-Zone entspricht dem Ausstrich der Schuppenbasis der abgescherten und überschobenen Val-Colla-Zone. Die Datierung der Überschiebung scheint recht zuverlässig feststellbar. In den Karbonkonglomeraten treten als Komponenten häufig mechanisch nicht beanspruchte Bernardo-Gneis-Gerölle auf. Die Verrucano-Servino-Konglomerate und -Sandsteine sind diskordant auf permisch verwittertem Kristallin abgelagert, und das Material besteht vorwiegend aus mehr oder weniger stark gepressten Bernardo-Gneis-Fragmenten. Die Anlage der Überschiebung ist demnach spätkarbon und vorpermisch, also hercynisch.

Der Baustil der Val-Colla-Zone ist recht monoton. Isoklinales, mehr oder weniger steiles SE- bis S-Fallen herrscht vor, lokal auch sehr flache Lagerung (Bernardo-Gneis-Tafel im N von Lugano).

Die in eine E—W streichende Falte gelegten Stabiello-Gneisse und Hornblendeschiefer der Gegend von Lugano gehören zur Val-Colla-Zone. Wahrscheinlich ist das auch noch für die N—S streichenden und an der Verwerfungszone von Paradiso—Agno absetzenden Gneisse und Hornblendeschiefer der Collina d'Oro der Fall.

Zu welcher tektonischen Einheit das Grundgebirge der Morcote Halbinsel zu rechnen ist, bleibt noch dahingestellt. Neben Tonerdesilikate führenden Schiefergneissen, die für die Ceneri-Zone charakteristisch sind (Giumello-Gneisse!) und flaserigen Biotit-Plagioklasgneissen, die an die Orthogneisse der Ceneri-Zone erinnern, treten Gesteine auf, die sowohl der Ceneri-Zone als auch der Val-Colla-Zone fremd sind.

Der Baustil der Ceneri-Zone ist viel verwickelter als der eintönige der Val-Colla-Zone. Zwar herrscht auch hier isoklinales S- bis SE-Einfallen und lokal schwebende Lagerung — darum der kapriziöse Verlauf der Schichtgrenzen im Gebiet westlich Taverna. Zwei Strukturen, die der Val-Colla-Zone fremd sind, verleihen jedoch der Ceneri-Zone das besondere Gepräge: die Schlingen mit steilstehenden Achsen im N der Zone und die Schollenbildung in den Orthogneissen des SW-Abschnittes.

Verblüffend ist die Ähnlichkeit des Baustils der Ceneri-Zone und der Silvretta: in beiden Gebieten Schlingenbildung, wie sie für die Silvretta in der Übersichtskarte von WENK (1934) besonders deutlich hervortritt. Die Analogie ist übrigens nicht auf den Baustil beschränkt, sie erstreckt sich auch auf das Baumaterial. Für beide Gebiete sind andalusitreiche Gesteine, Gangmylonite und Diabas-Gangschwärme charakteristisch, und der Mönchalp-Granit der Silvretta hat mit dem Ceneri-Gneis die Granulierung und die vielen Einschlüsse gemeinsam.

Während der Alpenfaltung hat sich das Seengebirge im grossen und ganzen starr verhalten. Lokale, gegen S gerichtete Überschiebungen sind in der Ceneri-Zone feststellbar: im Tamaro-Gebiet, wo die nördliche Injektionszone auf einer Länge von 6 km über die Hornfelsgneisse überschoben ist; im Gebiet von Arosio; am N-Hang des Val Colla, wo die Giumello-Gneisse zwischen Monte Bar und Gazzirola die Phyllonite überschieben.

Die zahllosen Brüche und Mylonitzonen sind z. T. hercynisch und z. T. alpin angelegt oder reaktiviert worden. Infolge Überlagerung alpiner Störungen sind besonders die Lagerungsverhältnisse im Hangenden der Val-Colla-Zone im Randgebiet des posthercynischen Deckgebirges verschleiert. Auch die Schuppenzone am W-Hang des Val d'Agno (Vedeggio) zwischen Taverne und Magliaso ist der Schauplatz recht junger Störungen gewesen, wie die Vorkommen von subrezentem Aragonittuffen an mehreren Stellen dieser Störungszone dartun. Sie stellen ohne Zweifel Absätze von heute versiegten Thermalquellen dar.

Wer das Sottoceneri durchstreift, wird vom Gegensatz zwischen den katabis mesothermalen Gesteinen der Ceneri-Zone und den epithermalen der Val-Colla-Zone beeindruckt sein. Dieser Gegensatz ist schon den frühesten Bearbeitern dieser Gebiete aufgefallen, nur waren ihnen die Abgrenzungen zwischen beiden tektonischen Einheiten und die Ursache dieses Gegensatzes unbekannt.

Prof. Dr. AUG. BUXTORF und PD. Dr. W. NABHOLZ haben Manuskript und Kartenskizze vor der Drucklegung eingesehen. Ihre konstruktiven kritischen Bemerkungen seien hier bestens verdankt.

Schriftennachweis

- BÄCHLIN, RUDOLF (1937): *Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes (südliches Tessin)*. Schweiz. Min. Petrogr. Mitteil. 17.
- BEARTH, PETER (1932): *Die Ganggesteine des Malcantone*. Schweiz. Min. Petrogr. Mitteil. 12.
- GRAETER, PAUL (1952): *Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin)*. Schweiz. Min. Petrogr. Mitteil. 31.
- KELTERBORN, PAUL (1923): *Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin)*. Verh. Naturf. Ges. Basel. 34.
- LEHNER, PETER (1952): *Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano*. Eclogae geol. helv. 45, 1.
- NOVARESE, V. (1929): *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. descr. Carta geol. d'Italia. 22.
- SPICHER, AUGUST (1940): *Geologie und Petrographie des obern Val d'Isonne (südliches Tessin)*. Schweiz. Min. Petrogr. Mitteil. 20.
- STELLA A. (1894): *Contribuito alle geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali*. Boll. R. Com. geol. d'Italia. Ser. III 25.
- TARAMELLI, TORQUATO (1880): *Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi*. Spieg. del foglio XXIV Dufour. Materiali per la carta geol. Svizzera. 17.

Geologische Karten:

- 1) Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 7, Ticino. Im Erscheinen begriffen.
- 2) Geologische Karte der Schweiz 1:100000 (Dufour Karte) Blatt XXIV, Lugano-Como. 1876. Sottoceneri bearbeitet von SPREAFICO.
- 3) Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Bl. 516, Jorio, mit Erläuterungen. 1939. Insubrisches Gebiet bearbeitet von M. REINHARD.

2. – EMIL KUHN-SCHNYDER (Zürich) und LOUIS VONDERSCHMITT (Basel):
Geologische und paläontologische Probleme des Südtessins. Mit 2 Textfiguren und
 1 Tafel (XII).¹⁾

Keinem, der den Kanton Tessin vom Gotthard bis zur Südgrenze durchfährt, kann der Wechsel, der sich mit dem Eintritt in das Sottoceneri vollzieht, entgehen. Es ändern sich Kultur und Landschaft. Wohl trägt das südliche Tessin noch voralpinen Charakter. Doch viele seiner Berge besitzen einen neuen Baustil. Sie teilen ihn mit dem benachbarten Italien. Mit steilen Felswänden fallen Generoso und San Giorgio gegen den Luganersee ab. Ein sanftes Hügelland schliesst sich nach Süden an, um ruhig in die lombardische Ebene unterzutauchen.

Diese Eigenart verdankt das Sottoceneri seinem geologischen Aufbau. Schneidet doch der südlichste Zipfel unserer Heimat aus dem schmalen Zuge des süd-alpinen Sedimentmantels ein kleines Stück heraus. Welch ein Ausschnitt! Auf kurzer Strecke, auf kaum 25 km nordsüdlicher Länge, finden sich über altkristallinem Grundgebirge, über Karbon und permischen Porphyrmassen mit Tuffen fast alle Glieder des Mesozoikums. Tertiäre und quartäre Ablagerungen spielen eine geringe Rolle. Zusammengedrängt auf diesem engen Raume finden sich erdgeschichtliche Urkunden, die eine Zeitspanne von über 200 Millionen Jahren umfassen.

Das Gebiet der Tessiner Kalkalpen liegt an einer Hauptverkehrsader Europas. Trotzdem ist seine geologische und paläontologische Literatur nicht umfangreich. „Die Altersbestimmung dieser Gebirge ist eine noch zu lösende Aufgabe“, schrieb 1851 BERNHARD STUDER in seiner „Geologie der Schweiz“. Damals hatte der Kampf um die Gliederung der alpinen Trias eben erst begonnen. Die gewaltigen Kalk- und Dolomitklötze der Ost- und Südalpen liessen sich mit der bekannten Germanischen Trias nicht direkt vergleichen. Der rasche Fazieswechsel überrascht. Und diese ursprüngliche Unruhe wird durch den tektonischen Bau noch übersteigert. Nach langen, heissen Bemühungen wurde es klar, dass der Grossteil der alpinen Trias Ablagerungen eines Weltmeeres darstellt. Ein gewaltiges Mittelmeer, durchschnittlich 1500 km breit, umspannte die halbe Erde. Es wurde nach der griechischen Göttin Tethys, der Gemahlin des Okeanos, benannt.

In den lombardischen Alpen entfalteten G. CURIONI und A. STOPPANI ungefähr seit der Mitte des vergangenen Jahrhunderts eine ungemein rührige Tätigkeit. Ihre Untersuchungen trugen wesentlich zur stratigraphischen und paläontologischen Erschliessung der Südalpen bei. Der schweizerische Anteil der Südalpen blieb jedoch ein Stiefkind. Erst 1915 begann ALBERT FRAUENFELDER, ein Schüler von HANS SCHARDT, in diesem als sehr eintönig verschrienen Gebiete mit dem Studium der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse. FRAUENFELDERS

¹⁾ Die Untersuchungen des Zoologischen Museums der Universität Zürich in den Tessiner Kalkalpen wurden seit Beginn in grosszügiger Weise durch die *Georges- und Antoine-Claraz-Schenkung* unterstützt. Wir möchten nicht verfehlen, auch an dieser Stelle, dem Präsidenten der genannten Schenkung, Herrn Dr. W. ZOLLINGER und dem Vizepräsidenten, Herrn Prof. Dr. G. GEILINGER, herzlich zu danken. Unser Dank gilt ferner auch dem *Kantonalen Lotteriefonds Zürich* und der *Stiftung der Schweizerischen Landesausstellung 1939 Zürich für Kunst und Forschung*, die unsere Untersuchungen in den letzten Jahren durch namhafte Zuwendungen gefördert haben.

Die Untersuchungen im Gebiete von Arzo werden im Rahmen einer Arbeitsgemeinschaft des Geolog.-Paläontolog. Institutes der Universität Basel und des Zoologischen Museums der Universität Zürich durchgeführt, die von der *Fritz Hoffmann-La Roche-Stiftung zur Förderung wissenschaftlicher Arbeitsgemeinschaften in der Schweiz* finanziert wird. Auch dieser Institution gilt unser herzlicher Dank.

„Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen“ erschienen 1916. Seine Schlüsse über die Gliederung des Mesozoikums werden in ihren Grundzügen heute noch anerkannt. Die Ergebnisse waren die folgenden:

Die Trias der Tessiner Kalkalpen zeigt eine relativ vollständige Entwicklung. Von SE und E transgredierte Untere Trias und erreichte unser Gebiet zu Beginn der Campilerschichten. Rote Konglomerate, Sandsteine und Mergel liegen mächtigen permischen Eruptiva und Tuffen auf. Mit Beginn der Mitteltrias setzt im ganzen Luganer Gebiet die Dolomitfazies ein. Sie bildet einen einheitlichen, fossilarmen Komplex, die Salvatore-Dolomite. Eine sichere Unterteilung lässt sich nur im Gebiete des Monte San Giorgio durchführen. Die Basis der anisichen Stufe bilden hier Algenkalke und Dolomite. Später verflachte sich das Meer. Es entstand dolomitisches Bitumen. Von FRAUENFELDER wird diese Zone als Grenzbitumenhorizont bezeichnet. Er enthält eine reiche Wirbeltierfauna. Mit dem Beginn des Ladinien erfolgte eine geringe Vertiefung des Meeres. Erst wurden Dolomite, dann die Meridekalke abgelagert. Die Meridekalke werden von einem durchgehenden Dolomitband in einen unteren und einen oberen Komplex getrennt. Die obersten Meridekalke sollen bereits der Basis des Carnien angehören. Dann zieht sich das Meer zurück. Mit den oberen Raiblerschichten ist unser Gebiet in den dynamischen Bereich des festländischen Klimas getreten. Doch nicht für lange. Die norische Stufe transgrediert wiederum. Der Hauptdolomit ist der Felsbildner des Poncione d'Arzo.

Nach FRAUENFELDER schliesst die Trias mit dem Hauptdolomit ab. Rätische Ablagerungen sollen vollständig fehlen. Auf der karrigen, rätischen Landoberfläche des Hauptdolomites findet man bei Arzo die bunte Breccie des Brocatello, Unteren Lias. Einen anderen Faziesbereich, die lombardischen Kieselkalke, treffen wir am Generoso. Ihre Mächtigkeit kann über 1400 m betragen. Vom Mittleren Lias an vertiefte sich das Meer. Es bildeten sich die Radiolarite des Doggers und des Malms sowie der schneeweisse Biancone. Der letztere repräsentiert die Stufen des Tithon bis Barrémien. Darüber folgen dunkelrote bis schwarzbraune Mergel. Dann setzt die bunte Kreide, die Scaglia, ein. Sie wird von Flyschmergeln und Flyschsandsteinen überlagert, die ins Cenoman bis Turon gehören. Mit der Kreide schloss FRAUENFELDER seine stratigraphischen Untersuchungen ab.

Als Dissertation ist FRAUENFELDERS Arbeit eine glänzende Leistung. Mit einem Male stand die schweizerische Geologie vor einer Fülle stratigraphischer und tektonischer Probleme. Eindrücklich war sodann der Paläontologie die reiche Wirbeltierlagerstätte des Grenzbitumenhorizontes in Erinnerung gerufen worden. Trotz diesen vielen schönen Aufgaben setzte die schweizerische Forschung nur zögernd ein. Dann aber nahmen, anfänglich unabhängig voneinander, Zürich und Basel ihre Arbeit im Mendrisiotto auf.

Aus der grossen Reihe der Probleme seien einige wenige herausgegriffen:

1. Die vorpermischen Sedimente. Die ältesten, sicher datierbaren Sedimente finden sich, abgesehen von Manno, im Gebiete der Denti della Vecchia und bei Caslano. Es sind nach P. LEHNER (1952) Ablagerungen des obersten Karbons (Westphalien B, C). Sie werden als Fluss-Schotter gedeutet. Ein Teil der Pflanzenreste ist autochthon. Das Karbon der Denti della Vecchia wurde während der folgenden hercynischen Faltungsphase von einer Gneismasse deckenartig überfahren und in diese eingeschuppt. Die Entwirrung dieser oberkarbonischen, eventuell auch noch in das Perm hineinreichenden Tektonik ist äusserst schwierig.

2. Das Problem der Verrucano-Servino-Serie. Fossilien konnten bisher nur in den obersten Lagen dieser Gruppe, im Gebiet des Monte San Giorgio,

gefunden werden. Sie sprechen für Oberes Skythien. Vermutlich handelt es sich um weiträumige, strandnahe Bildungen eines Flachmeeres. Gegenüber der weiteren Umgebung stellt die Luganer Gegend ein Hochgebiet dar. Hier beträgt die Mächtigkeit der Ablagerungen nur 100–200 m. Sie übersteigt im E 2000 m. LEHNER nimmt an, dass das Luganer Gebiet nach Ablauf der hercynischen Bewegungen während längerer Zeit der Erosion freilag und das Material für die mächtigen Ablagerungen der Bergamaskeralpen lieferte. Auf diesem Hochgebiet selbst sitzen die porphyritischen Tuffmassen, Porphyrite und Porphyre auf, die von DE SITTER (1925) zusammenfassend beschrieben worden sind und das Bild eines grossen Vulkans oder einer Gruppe von Vulkankegeln erkennen lassen, deren Förderungsart wir aber noch nicht kennen. Das Bild wurde verwischt durch die Transgression des skythischen Servino-Meeres.

3. Die stratigraphische Erforschung der Mittleren Trias des Monte San Giorgio ist zu einer Hauptaufgabe von B. PEYER und seiner Mitarbeiter geworden. Ausgehend vom anisischen Grenzbitumenhorizont wurden 1927 reiche ladinische Wirbeltierlagerstätten entdeckt und ausgebeutet. So ergab sich das Bedürfnis, das Ladinien des Monte San Giorgio feiner zu gliedern und wenn möglich gegen die Carnische Stufe abzugrenzen. Diese Arbeit führte ALBERT WIRZ (1945) durch. Er konnte die schon von FRAUENFELDER beobachtete Gliederung: ladinische Dolomite, untere und obere Meridekalke bestätigen. FRAUENFELDERS Arkosebänke, die den oberen Abschluss der ladinischen Dolomite bilden, wurden von VONDERSCHMITT als vulkanische Tuffe erkannt. Es sind Kristall- und Aschentuffe, von denen sich auch in den oberen Meridekalken vereinzelt schwächere Lagen finden. Eine begründete Festlegung der ladinisch-carnischen Grenze gelang WIRZ nicht. Es ist möglich, dass die Untersuchung von Fischresten aus bestimmten Horizonten der oberen Meridekalke weiterhelfen wird. Auch hier stellen sich interessante Probleme der Paläogeographie und der Sedimentation ein. So weisen z. B. die Pflanzen und einzelne der fossilen Wirbeltiere auf Landnähe hin, ohne dass die damit verknüpften Schichtglieder eine erhöhte Klastizität zeigen. Die Richtung, in welcher das nahe Land gesucht werden muss, ist uns noch nicht bekannt.

Die Beziehungen zwischen Fossil-Einschluss und Sedimentation sind zur Zeit Gegenstand eingehender Untersuchungen anhand einer grossangelegten Fossilgrabung durch das Zoologische Museum in den Horizonten des Grenzbitumens.

Es ist zu hoffen, dass bei dieser Gelegenheit auch die geochemischen Probleme wieder aufgegriffen werden können, die durch die Untersuchungen von M. BLUMER (1950) bereits zu einer neuen Theorie über die Anreicherung von Vanadium im bituminösen Gestein geführt haben. Der sehr hohe Gehalt an Porphyrienen, sowie die Anreicherung von Spurenelementen (z. B. Ni, Mo, U, V), lassen die bituminösen Schiefer des Monte San Giorgio als ein besonders geeignetes geochemisches Studienobjekt erscheinen.

4. Mit der Oberen Trias setzen stärkere epirogenetische Bewegungen ein, erkennbar schon am stärker klastischen Charakter der Sedimente. Vor allem in den Raiblerschichten sind sandige Dolomite, Sandstein, Konglomerate und Breccien häufig. Im Norden (Val Rezzo) transgredieren die Raiblerschichten auf das Grundgebirge, im Westen (Campo dei Fiori) ist die Mächtigkeit sehr gering, während sie nach Osten (Bergamaskeralpen) stark zunimmt und bis 1000 m erreicht. Es zeichnet sich damit die Bildung eines Beckens östlich von Lugano ab und eines Hochgebietes westlich davon. Im Hauptdolomit (Norien) und Rät ist diese Entwicklung noch auffälliger (LEHNER 1952), und zur Zeit des Unteren Lias bildet sich eine N–S verlaufende Schwelle, die ein östliches Becken (Generoso-Becken) von einem west-

lichen (Monte-Nudo-Becken) trennt. Die Schwelle selbst wurde von SENN (1924) als Luganer Schwelle bezeichnet.

Die Entwicklung der Schwellen – eine weitere vermuten wir im Gebiet des Lago Maggiore – und der Becken, sowie der mit ihnen verknüpften Sedimente, stellt uns noch manches Problem. So ist z. B. die Entwicklung der Luganer Schwelle in südlicher Richtung für die Fragen der Erdölgeologie von Bedeutung, da mit der Faziesänderung auch Wechsel in der Bitumenführung auftreten (L. VONDERSCHMITT 1953a). Die bis jetzt vorliegenden Untersuchungen lassen vermuten, dass an den Schwellen- und Beckenrändern das Bitumen hauptsächlich in bituminösen Schiefern auftritt, während es in den Beckensedimenten eher diffus verteilt über die ganze Serie erscheint.

Auch in tektonischer Hinsicht sind die Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede bedeutsam, und es kann kein Zufall sein, dass die grosse N-S-Störung östlich Lugano (Luganer Linie, LEHNER 1952) an der Grenze zwischen Luganer Schwelle und Generoso-Becken verläuft.

Eingehend wurde die Juraentwicklung des Generoso-Massivs von C. RENZ anhand von Cephalopoden studiert, bietet doch die Breggiaschlucht ein lückenloses Normalprofil vom unteren Mittellias durch den ganzen südalpinen Jura. Allein, auch hier bleiben Probleme zu lösen, z. B. die bathymetrische Stellung der Radiolarite und die Unterschiede in deren Ausbildung und ihrer Auflagerung auf den älteren Gesteinen im Generoso-Gebiet gegenüber dem von RENZ und HEIM studierten Profil der Breggia.

5. Im Unteren Lias sind die Faziesunterschiede zwischen Becken und Schwelle besonders markant – 1500 m grauer lombardischer Kieselkalk gegenüber 10–100 m bunter Breccien, Crinoiden- und Brachiopodenkalken. Diese interessanten Verhältnisse sind schon von FRAUENFELDER und später von SENN eingehend untersucht worden. Neue Aufschlüsse und Ammonitenfunde veranlassten PEYER und VONDERSCHMITT (1940 und 1953b), sich mit diesen Fragen erneut zu befassen, und es ist zu hoffen, dass neue Feldaufnahmen anhand genauer Detailkarten, zusammen mit einer sorgfältigen Bearbeitung der Fossilien, ein besseres Bild über den Ablauf des Geschehens an der Trias-Jura-Grenze zu liefern vermögen.

„In unserem Gebiete war bisher eine Gliederung oder Altersbestimmung der Scagliamergel nicht möglich“, schrieb 1922 ALBERT HEIM in seiner „Geologie der Schweiz“. 1938 konnte VONDERSCHMITT das Vorkommen der cenomanischen Foraminifere *Globotruncana apenninica* RENZ nachweisen. Auf seinen Aufsammlungen und Vorarbeiten beruht die mikropaläontologische Dissertation von R. GANDOLFI (1942). Mit Hilfe charakteristischer Globotruncanen konnte er zeigen, dass die ganze Folge der bunten, weissen und roten Scaglia der Breggiaschlucht ins Cenoman gehört, der untere Teil eventuell ins Albien. Der gleiche Fundort lieferte M. REICHEL das Material für seine wunderschönen Untersuchungen über Hantkeniniden und Globotruncanen (1947, 1949, 1950).

Aus den darüber folgenden Flyschmergeln beschrieben GAGNEBIN und LUGEON (1945) einen *Acanthoceras rotomagense* D'ORB., der für Oberes Cenoman spricht. Die bituminösen Kalkschiefer des Flysch bergen Pflanzen- und Fischreste. Sie sind leider bisher nicht untersucht worden. Das Zürcher Museum besitzt von dieser Fundstelle einen grossen Kieferrest von *Portheus*, einem Fisch, der weltweit in der Oberkreide verbreitet ist.

Scaglia und Flysch bedürfen erneut einer stratigraphischen Bearbeitung, die in mancher Hinsicht neue Resultate verspricht. Sowohl die Faziesunterschiede der Scaglia zwischen dem Gebiet von Como und demjenigen von Varese als auch eine

genaue Untersuchung des Kreideflysches, versprechen paläogeographische Resultate von regionalem Interesse.

Schon vor Ende des Mesozoikums setzte Hebung des Meeresbodens ein. Die marine Sedimentation aber schloss erst mit dem frühen Tertiär ab. Eine Zeit grundlegender Veränderungen des Erdreliefs hob an. Es entstanden die Falten und Deckenüberschiebungen des eurasiatischen Gebirgsgürtels. Umstritten ist die Stellung der Nagelfluh Chiasso–Como. Oligocaen ist sicher vertreten. In jungtertiärer Zeit, während der letzten Phase der alpinen Gebirgsbildung, ist diese Nagelfluh steilgestellt worden. Zum letzten Male in der Erdgeschichte reichte sodann das Pliocaenmeer bei Balerna und bei Pontegana in schweizerisches Gebiet hinein.

Eine erfolgreiche Weiterführung der stratigraphischen Untersuchungen der Tessiner Kalkalpen verlangt gebieterisch, dass wir unsere Landesgrenzen überschreiten. Vorarbeiten liegen vor. A. SENN veröffentlichte 1924 seine geologische Aufnahme des Gebietes von Mendrisio–Varese. 1925 erschien die Arbeit von P. LEUZINGER über den Campo dei Fiori und 1930 die Untersuchung von ED. TRÜMPY über die Grigna. Gerade diese Arbeiten ermuntern, den Kreis weiter zu ziehen. Zeigt doch die Erfahrung, dass die Quellen um so reichlicher fließen, je mehr man aus ihnen schöpft.

Im Anschluss an diese knappe Übersicht seien einige Ergebnisse und Probleme der paläontologischen Untersuchung der Wirbeltierreste des Monte San Giorgio berichtet. Das Studium der Triasfauna ist die Hauptaufgabe des Zoologischen Museums der Universität Zürich geblieben.

Es ist das Verdienst von B. PEYER, klar erkannt zu haben, dass durch zielbewusste Grabungen in der Grenzbitumenzone der anisischen Stufe wertvollstes Untersuchungsmaterial, vor allem für die Wirbeltierpaläontologie, geborgen werden kann. Er war allerdings nicht der erste. Schon in den Jahren 1863 und 1878 hatten die Mailänder im benachbarten Besano in Italien im gleichen Horizonte gegraben. Initiant der italienischen Unternehmungen war der Geistliche und Freiheitskämpfer von 1848, Professor ANTONIO STOPPANI. Über die Resultate dieser Grabungen berichtete FRANCESCO BASSANI (1885) summarisch. Neben einer Reihe von Fischen konnte er drei Saurier beschreiben, darunter «il più bel fossile scoperto finora in Lombardia». Es ist dies ein Ichthyosaurier. Die Grabungen auf schweizerischem Gebiete schenkten der Wissenschaft neue Saurierarten.

Um die Bedeutung der Saurierfunde vom Monte San Giorgio klarzumachen, ist es notwendig, etwas weiter auszuholen. Zwei erfolgreiche Entwicklungsrichtungen zeichnen sich schon frühzeitig unter den Vierfüßern ab. Die eine stellt mit den Dinosauriern die herrschenden Wirbeltiere der Jura- und der Kreidezeit. Sie kulminiert in den Vögeln. Die andere Linie führt von den Pelycosauriern des Perms über die Therapsiden der Permo-Trias zu den Säugetieren. Vögel und Säugetiere erreichten dank ihrer konstanten Körpertemperatur eine weitgehende Unabhängigkeit vom Klima und damit die höchste Organisationsstufe unter den Wirbeltieren. Höherentwicklung ist steigende Emanzipation von der Umgebung. Im Schatten dieser vorwärtsdrängenden Reptilgruppen lebten andere Zweige: Vorfahren der Schildkröten und der Eidechsen. Zu ihnen gesellten sich Typen, die das Meer als Lebensraum erwählten, jedoch bereits im Laufe des Mesozoikums ausstarben. Die Aufsplitterung in diese verschiedenen Zweige begann gegen Ende des Paläozoikums. In der Trias wird sie vollendet.

Am Monte San Giorgio sind die küstennahen Ablagerungen eines Schelfmeeres erhalten. Es dominieren in ihnen die Überreste von Sauriern, die eine aquatische Lebensweise besaßen. An diese Küste wurden die Leichen der Mixosaurier, Vor-

läufer der Ichthyosaurier oder Fischsaurier, verschlagen. Reich waren die Sauropterygier vertreten, die ihre Gliedmassen wie Ruder benützten. Und zu ihnen gesellten sich die Placodontier, deren Gebiss meist mit stumpfen Zähnen bewehrt war, mit denen sie hartschalige Beute zerquetschten. Die Ablagerungen des Monte San Giorgio stellt die reichste Fundstelle mariner Saurier der Mitteltrias der Erde dar. Äquivalente Faunen kennen wir bisher nur aus Spitzbergen und aus Nevada.

Die Küstennähe der Ablagerungen weist auch Funde von Sauriern auf, die eine amphibische Lebensweise führten oder das Wasser normalerweise nicht bevölkerten. Hieher gehören die langhalsigen Gestalten der Gattungen *Tanystropheus* und *Macrocnemus*. Ein gewandter Schwimmer war *Askeptosaurus*. Er ist mit *Thalattosaurus* aus der Obertrias Californiens verwandt. So verschieden Lebensweise und Gestalt der soeben aufgezählten Saurier sind, Schädelbau und weitere Merkmale des Skelettes sprechen für eine nähere systematische Verwandtschaft. Sie gehören in den Kreis der Lepidosaurier oder Schuppenechsen, der heute durch Eidechsen und Schlangen repräsentiert wird. Ihre Geschichte konnte man lange nur bis zur Kreidezeit zurückverfolgen. Die Entdeckung von Eidechsenarten in der Trias des Monte San Giorgio ist eines der bedeutendsten Ergebnisse für die Wirbeltierpaläontologie der letzten Jahre.

Gegenwärtig wird in Zürich ein Reptilrest präpariert, der beweist, dass auch Vertreter der Archosaurier auf dem benachbarten Lande lebten. Seine langen, schlanken Extremitäten besaßen kräftige Krallen. Eine unpaare Reihe von Hautverknöcherungen, wie sie von *Saltoposuchus* aus der oberen Germanischen Trias bekannt sind, befand sich über den Dornfortsätzen der Wirbelsäule. Diese Pseudosuchier sind noch sehr unvollkommen bekannt. Sie gelten als Vorläufer der Dinosaurier.

Zu den zahlreichen Reptilarten gesellte sich eine reiche Fischfauna. Von den Haien, ausgesprochen marinen Typen, sind zwei Acrodusarten nachgewiesen. Wenige Crossopterygier, wohl mit *Latimeria* näher verwandt, warten noch auf ihre Präparation. Das Heer der Fische stellen die Actinopterygier oder Strahlenflosser, die in der Gegenwart durch die blühende Gruppe der Knochenfische vertreten sind. Bis zum Perm spielte sich ihre Geschichte hauptsächlich im Süßwasser ab. In der Untertrias eroberten sie das Meer. Man weiss, dass die Actinopterygier drei Entwicklungsschritte durchlaufen haben. Charakteristisch für das Paläozoikum sind die Palaeonisciden. Sie besitzen in den Stören und im Flösselhecht wenige heute lebende Vertreter. Mit dem Mesozoikum traten als fortgeschrittenere Formen die Holostei auf. Von dieser einst mächtigen Gruppe haben sich der Kaimanfisch (*Lepidosteus*) und der Schlammfisch (*Amia*) bis in die Gegenwart gehalten. Beide leben in Amerika. Die modernen Knochenfische nehmen mit *Leptolepis* ihren Anfang in der Jura-Periode.

Unter den Actinopterygiern des Monte San Giorgio sind natürlich nur Palaeonisciden und Holostei zu erwarten. In der Tat ist dies der Fall. Als konservativen Actinopterygier kennen wir den Palaeonisciden *Birgeria*. Neben artenreichen kleinen Ganoiden ist der räuberische *Saurichthys* als Vertreter der Holostei besonders auffällig. Allerdings sind gerade diese Typen, *Birgeria* und *Saurichthys*, hochspezialisiert. Sie haben das schwere Schuppenkleid, das ihnen normalerweise als Ganoiden zukommen müsste, bis auf wenige Reste verloren. Desto schöner zeigt sich bei ihnen die schwache Verknöcherung des Innenskelettes. Die Entwicklung der Knochenfische führt zu Formen mit leichten Schuppen und starker Verknöcherung des Skelettes. Das genaue Studium der Fische vom Monte San Giorgio lässt sehr schöne Resultate erhoffen. Vorarbeiten haben DE ALESSANDRI (1910) und BROUGH

(1939) geleistet. Leider basieren ihre Untersuchungen auf Museumsmaterial, dem meist genaue stratigraphische Herkunftsbezeichnungen fehlen. Erinnern wir uns, dass Bitumenzonen in unserem Gebiete sowohl im Anisien wie im Ladinien vorkommen. Und diese verschiedenen Horizonte sind früher sehr oft miteinander verwechselt worden.

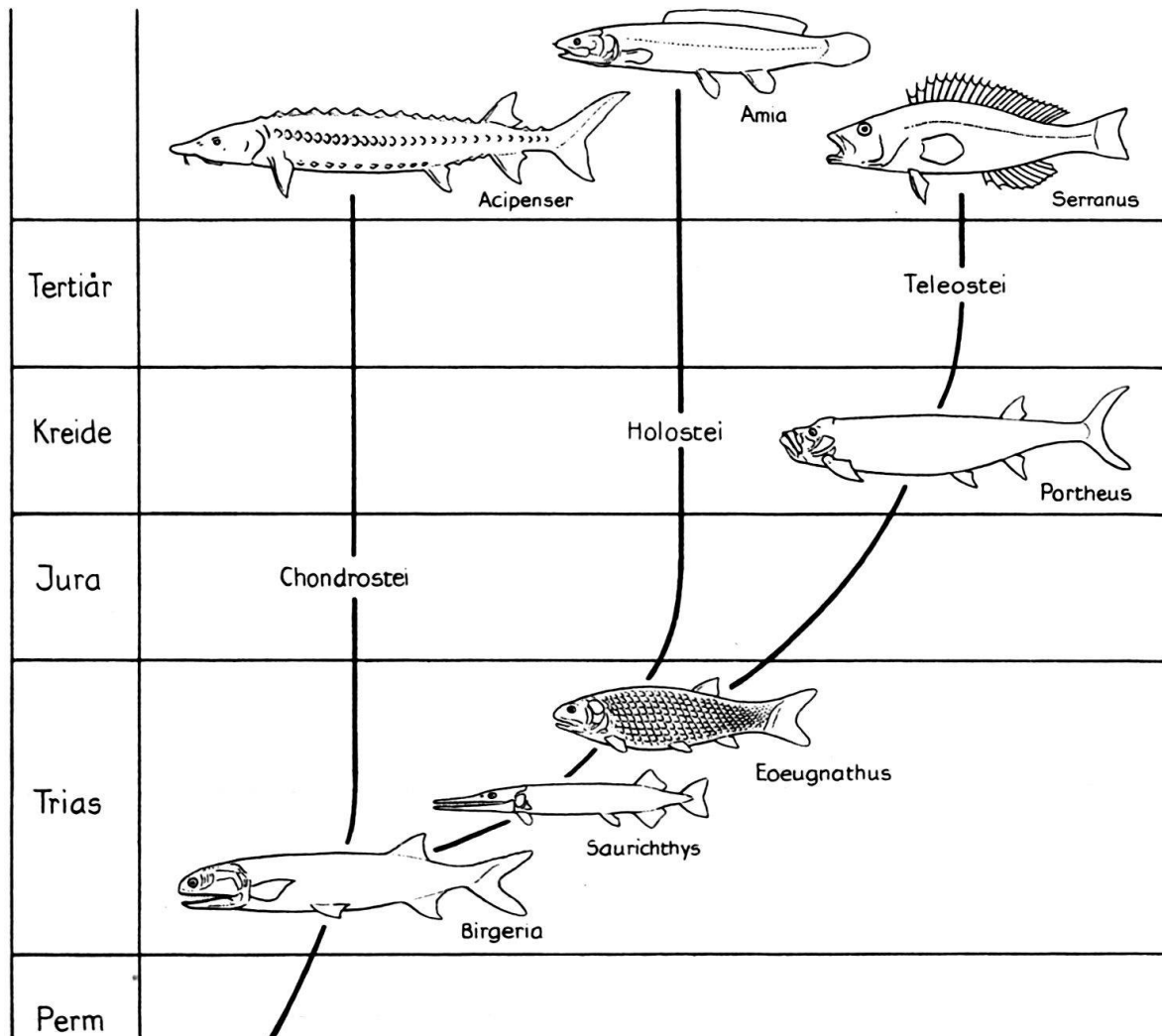


Fig. 2. Typische Vertreter von Fischen der Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin) im Rahmen der Stammesgeschichte der Actinopterygier. Die absolute Körpergrösse ist nicht berücksichtigt. Unter Benützung von Abbildungen bei J. BROUGH (1939), W. K. GREGORY (1951), E. NIELSEN (1949) und J. R. NORMAN (1937).

Der Umgang mit Fossilien im Felde, beim Präparieren und bei der wissenschaftlichen Untersuchung wirft ferner eine Reihe weiterer Probleme auf. Warum finden sich hier in der anisischen Grenzbitumenzzone und in höheren bituminösen Horizonten des Ladinien so viele Wirbeltierreste? Ist nicht die Fossilisation eines Lebewesens die seltene Ausnahme? Eine grosse Zahl von Faktoren muss offenbar zusammengespielt haben, um die treffliche Erhaltung zu ermöglichen. Aus der Fülle der Beobachtungen seien einige wichtig erscheinende herausgegriffen.

Wirbeltierreste kommen sowohl in den eigentlichen Bitumenzonen als auch in den bituminösen Dolomiten vor. Auffällig ist die Grosszahl der vollständig erhaltenen Reste. Die Einbettung der Kadaver muss relativ rasch erfolgt sein. Störungen

im Skelettverbände lassen sich durch geringe Wasserbewegungen erklären. Die Skelette sind ausnahmslos zerdrückt, bruchlos deformiert. Sehr gross ist die Zerdrückung in den Bitumenhorizonten, geringer in den bituminösen Dolomiten. Beim Präparieren macht sich sehr oft der Pyritgehalt unangenehm bemerkbar.

Für die Entstehung der bituminösen Schiefer können wir als Analogon gewisse Bereiche heutiger Meeresküsten heranziehen. Offenbar handelt es sich auch am Monte San Giorgio um Ablagerungen eines mehr oder weniger abgeschlossenen Meeresteiles mit unterschiedlichem Salzgehalt. Das Fehlen jeglicher Echinodermereste beweist, dass ihnen die Verhältnisse in unserem Meeresteile nicht zusagten. Durch mangelnde Strömung und durch die damit verbundene fehlende Sauerstoffzufuhr kam es vom Grunde auf zu einer Anreicherung von Schwefelwasserstoff. Es entstand Faulschlamm, in dem Schwermetallsalze ausgefällt wurden. So bildete sich unter anderem Pyrit. Ein Bodenleben war unmöglich. Tatsächlich haben wir in den Bitumenzonen des Monte San Giorgio nie die geringsten Spuren von Benthos gefunden. Alles Schwimmende und alles Schwebende, das in die Schwefelwasserstoffzone geriet, wurde getötet. Das Zerstörungswerk in der Tiefe beschränkte sich auf die Tätigkeit anaerober Bakterien.

Die Zerdrückung der Skelette weist darauf hin, dass sich der Faulschlamm bis auf mehr als einen Zehntel seiner ursprünglichen Mächtigkeit gesetzt hat. Wasserärmer waren die dolomitischen Sedimente, denn ihr Fossilinhalt ist wenig komprimiert. Nachträglich hat eine Umkristallisation der Dolomite stattgefunden. Bitumen wurde dabei verdrängt und wanderte in tonigere Schichten ein. So tritt die primäre Schichtung markanter hervor. Durch diese Vorgänge haben vor allem die Mikrofossilien sehr gelitten.

Das Vorkommen von Landpflanzen und von landlebenden Reptilien spricht für Küstennähe. Rippelmarks, Aussetzen der Sedimentation und subaquatische Rutschungen in gewissen Horizonten bereichern das Bild. Das Auftreten von Ichthyosauriern, von Haien und von Radiolarien beweist, dass die Verbindung mit dem offenen Meere nicht unterbrochen war. Von den artenreichen Totengemeinschaften der Grenzbitumenzone unterscheiden sich die höheren Fossilhorizonte durch das zum Teil massenhafte Vorkommen weniger Arten. Die Lebensbedingungen scheinen sich im Laufe des Ladinien stetig verschlechtert zu haben.

So berechtigt unser Stolz über die bisher erreichten Resultate sein durfte, einer Einsicht konnten wir uns nicht verschliessen. Für eine Rekonstruktion der häufigen und wiederholten Änderungen des Lebensraumes zur Triaszeit waren die bisherigen Beobachtungen zu ungenau und zu lückenhaft. Notwendig ist es, auch die Sedimente genau zu untersuchen. Verhalten sich nicht Sediment und Fossil wie die beiden Seiten einer Gleichung? Man kann keinen Faktor auf der einen Seite verändern, ohne die Gleichung zu stören. Diese Aufgabe war für das Zoologische Museum zu gross. Sie kann nur durch Zusammenarbeit von Paläontologen, Geologen, Petrographen und Geochemikern gelöst werden. Deswegen entschloss sich das Zoologische Museum der Universität Zürich, in Zusammenarbeit mit dem Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel, im Jahre 1950 mit einer neuen flächenhaften Grabung am Monte San Giorgio zu beginnen. Seite an Seite mit dem Paläontologen arbeitet der Geologe. Neben einer statistischen Ermittlung des Vorkommens der einzelnen Tierarten und ihrer Bindung zu Lebensgemeinschaften erstreben wir einen Einblick in die biologisch-funktionellen Geschehnisse, die Lebensraum und Organismen zu einer Einheit verbanden. So leicht dieses Ziel zu formulieren ist, so schwer ist es zu erreichen. Doch schenkt uns die dauernde Verbindung mit einem herrlichen Stück Erde immer wieder neue Kraft, es zäh und unverdrossen zu verfolgen.

Schliesslich seien auch die tektonischen und morphologischen Probleme erwähnt. Eine erste auf Detailstudien gegründete Übersicht verdanken wir FRAUENFELDER (1916). Ihm schlossen sich im Süden und Westen die Untersuchungen von PFISTER (1921), SENN (1924) und DOEGLAS (1930) an.

Die tektonische Karte des Südtessins (Tafel XII) lässt die tektonischen Unterschiede westlich und östlich der N-S verlaufenden Hauptverwerfung (Luganer Linie LEHNERS), wie sie bereits von FRAUENFELDER klar dargestellt wurden, erkennen. Im Westen finden wir Grundgebirge, permische Eruptiva und Trias als breite Schollen mit grabenartigen Einsenkungen. Eigentliche Falten treten zurück; die breite Aufwölbung zwischen San Salvatore und Monte San Giorgio zeigt mehr den Charakter eines Horstes als einer Antiklinale. Im Osten dagegen finden wir den mächtigen Unterlias in Falten gelegt, zum Teil eng gepresst und zusammengestaucht, mit kräftigen Überschiebungen nach Süden.

FRAUENFELDER suchte den Grund für diese Unterschiede in der differenten petrographischen Beschaffenheit beidseitig der Störungslinie und nahm ferner an, dass der Lias auf der Westseite schon vor der Faltung durch Erosion entfernt wurde. Heute wissen wir, dass das westliche Gebiet bereits während des Perm, der Unteren Trias, dann wieder zur Zeit der Obertrias, des Rät und des Unterlias eine Schwelle bildete, dass die Luganer Hauptverwerfung am Ostrand der Schwelle aufriss, und somit ihr Verlauf bereits in der Trias vorgezeichnet wurde. FRAUENFELDER postuliert für den tieferen Untergrund des Ostteiles einen ähnlichen Schollenbau, wie er im westlichen Teil auftritt. Lias und zum Teil auch die Obertrias wären dann im Ostteil disharmonisch über dem tieferen Untergrund verfaltet worden, wobei ein Teil der Generoso-Masse, entlang der von FRAUENFELDER erstmals festgestellten Blattverschiebung von Melano, nach Süden verschoben wurde.

Diese Auffassung darf auch heute noch als die wahrscheinlichste Erklärung des Gebirgsbaues im Südtessin bezeichnet werden.

In seinen „Betrachtungen über den Bau der Südalpen“ hat R. STAUB (1949) eine andere Erklärung gesucht. Er betrachtet die Hauptverwerfung als westlichen Überschiebungsrand einer nach Norden gerichteten „Generoso-Decke“, deren Stirn nördlich vom Porlezza-Arm des Luganersees zu finden sei, und glaubt, den „Überschiebungscharakter der Generoso-Basis“ (loc. cit. p. 263) an der Strasse Arogno-Pugerna erkennen zu können. Die von STAUB in Fig. 4 photographierte Knetzone liegt im Klemmpaket zwischen der Luganer Hauptverwerfung und der Blattverschiebung von Melano, so dass weder die Verfaltungen noch die Scherflächen den „Überschiebungscharakter“ beweisen. Unweit der photographierten Stelle ist am Steilbord unter der Strasse die Verwerfung mit einem Einfallen von 65° nach Osten aufgeschlossen. Auch die von R. STAUB in Fig. 5 gegebene Profilskizze ist unrichtig (vergleiche E. RICKENBACH 1947, Fig. 16a und b und Fig. 17).

Im ganzen Gebiet, von den Denti della Vecchia bis nach Chiasso, lässt sich nirgends Nordbewegung, wohl aber überall Südbewegung nachweisen (vergleiche Tafel XII). Im übrigen ist die Auffassung von R. STAUB bereits durch die Detailuntersuchungen von P. LEHNER (1952, p. 150) widerlegt worden.

Das von FRAUENFELDER gezeichnete Bild des tektonischen Baues des Südtessins ist im grossen und ganzen durch die neueren Untersuchungen bestätigt worden; es ergaben sich hauptsächlich Korrekturen von Einzelheiten (L. VONDERSCHMITT 1937) und Ergänzungen. So zeigten die Detailuntersuchungen, dass FRAUENFELDERS Blattverschiebung von Melano sich nach Süden mit einer Überschiebungsfrent verbindet, die sich von Rovio nach Bella Vista verfolgen lässt, von wo sie als nach Süden konkaver Bogen über Alpe Baldovana in das Valle Muggio zieht, auf Schweizer Boden bis Albanello gut feststellbar ist und in nordöstlicher

Richtung nach Italien streicht. Die Stirnpartien der nach Süden geschobenen Generoso-Masse sind entlang dieser Linie ausserordentlich stark zusammengestaucht zu steil stehenden E–W bis NW streichenden Falten, die infolge der Beweglichkeit des Gesteinsmaterials die sonderbarsten Verbiegungen und Verdrehungen aufweisen. Die etwas mehr als kilometerbreite Stirnzone erweckt so den Eindruck einer Reliefüberschiebung.

Während der nach Süden verschobene Generoso-Lias E–W- bis NW-Streichen aufweist, finden wir in seiner Unterlage, zwischen Hauptverwerfung und dem Überschiebungsausbiss bei Alpe Melano und S. Agata, NNW-Streichen mit steilem Ost-Fallen und gegen Süden – bis San Nicolao – NNW-Streichen und östliches Einfallen. Südlich der Überschiebungstirne aber, zwischen dem Tal von Capo Lago und dem Comersee, treten NE–SW streichende Faltenachsen auf, entsprechend dem Streichen der Antiklinalen von Barozzo und Stabio (SENN 1924) westlich der Luganer Linie. Diese Antiklinalen müssen in ihrer Anlage älter sein als die Überschiebung des Generoso. Die NE streichenden Falten werden auf der Linie Chiasso–Mendrisio durch eine „Randflexur“ zu SW-Fallen abgebogen, doch sind sie im Verlauf dieser Flexur noch zu erkennen und verursachen an ihr Querstörungen. Zwischen Castello San Pietro und Mendrisio wird die Flexur zur Überschiebung. Bei Mendrisio Borgo, im Bacheinschnitt ca. 500 m östlich des Postgebäudes, lässt sich die Überschiebung von Unterem Lias auf die Scaglia der Oberkreide beobachten.

Die „Randflexur“ ist jünger als die NE–SW-Strukturen. Bewegungsmechanisch gesehen kann sie gleichaltrig sein mit der Generoso-Überschiebung, ebenso vielleicht auch mit den gleichgerichteten Strukturen der Denti della Vecchia. Die Nagelfluh von Como (Oligocaen bis Miocaen) verläuft parallel zur Randflexur und scheint mit dieser zusammen aufgerichtet worden zu sein.

Die älteren NE–SW streichenden Strukturen aber können als präoligocaen und postmitteleocaen angesprochen werden (VONDERSCHMITT 1940), da sie im Gebiet von Como–Mendrisio unter der rechtwinklig zu ihnen streichenden Nagelfluh von Como verschwinden.

Das Alter der Luganer Hauptverwerfung können wir noch nicht einwandfrei festlegen. Ihr Verlauf wurde, wie gezeigt, in der Trias vorgezeichnet. Das Aufreissen der Störung erfolgte vor der postoligocaenen Faltungsphase; FRAUENFELDER vermutet, dass der Vorgang bereits während der Oberkreide stattgefunden habe. Untersuchungen von Kreide und Tertiär könnten, wie im stratigraphischen Teil bereits erwähnt, darüber vielleicht Auskunft geben.

Vermutlich fanden die eigentlichen Faltungsvorgänge mit der Aufrichtung der Nagelfluh von Como ihr Ende. Nach ihr folgten, wie wir aus der Lagerung des Pliocaens schliessen können, hauptsächlich Hebungen, Senkungen und, damit verknüpft, vermutlich Verbiegungen. An diese Vorgänge schliesst sich die Herausbildung des heutigen Reliefs. Die Bildung der Täler und Seen am Alpensüdrand stellt uns vor sehr schwierige Fragen, deren Lösung eine genügende Kenntnis des geologischen Untergrundes voraussetzt. Die bis jetzt unternommenen morphogenetischen Deutungsversuche (SÖLCH 1935, ANNAHEIM 1936, 1946) vermögen trotz den vielen Einzelbeobachtungen nicht zu befriedigen. Die geologischen Daten zeigen, dass die Erosion im Miocaen einsetzte, dass das Pliocaenmeer in bereits vorhandene Täler eindrang. Ein solches pliocaenes Tal kennen wir im Valle Muggio (BUXTORF 1924, VONDERSCHMITT 1940). Die nach dem Pliocaen erfolgte Heraushebung dürfte kaum ohne Verbiegungen und lokales Zerbrechen vor sich gegangen sein, so dass die Korrelation von Terrassen- und Systemresten mit äusserster Vorsicht betrieben werden muss. Während des Quartärs sind am Alpensüdrand ausgedehnte Seen ent-

standen, deren Ablagerungen oft nur sehr schwer von jenen des Pliocaens unterschieden werden können.

Der Südtessin bietet mit seiner schönen Landschaft eine Fülle von morphologischen Problemen, die der Lösung harren. Wohl die am meisten diskutierte morphologische Erscheinung bilden die tiefen Tröge der Alpenrandseen. Ihre Entstehung wird heute auf zwei wesentlich verschiedene Ursachen zurückgeführt: entweder auf glaziale Übertiefung oder auf Senkung des Alpenrandes. Die erstgenannte Ursache erscheint aus glaziologischen und geologischen Erwägungen eher unwahrscheinlich, zum mindesten für das Gebiet des Luganersees (LEHNER 1952, p. 157). Fassen wir aber die Deutung der Oberflächengestalt des Südtessins als versunkene Landschaft ins Auge, so stellen sich sofort die Fragen nach Zeit, Art und Ursache der Abdämmung. Handelt es sich um präglaziale Hebungen und Senkungen? Wo und wie sind diese erfolgt? Wurden die Täler durch Schotterablagerungen abgedämmt, eventuell verbunden mit Hebungen und Senkungen? Alle diese Fragen müssen im Hinblick auf das gesamte Seengebiet in Angriff genommen werden und werden wohl nur unter Anwendung geologischer, paläontologischer und morphologischer Arbeitsmethoden beantwortet werden können.

Literaturverzeichnis

- AIRAGHI, C. (1912): *I molluschi degli scisti bituminosi di Besano in Lombardia*. Atti Soc. it. sc. nat. Milano, 51.
- ALESSANDRI, G. DE (1910): *Studi sui Pesci Triassici della Lombardia*. Soc. it. sc. nat. e Museo civico di Storia nat. Milano. Mem., 7, 1 (Pavia).
- ANDERSSON, E. (1916): *Über einige Trias-Fische aus der Cava Trefontane, Tessin*. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 15.
- ANNAHEIM, H. (1936): *Die Landschaftsformen des Luganergebietes*. Diss. Basel 1935; Geogr. Abh., 3. R., H. 8.
- (1946): *Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand*. Geographica Helv. I, H. 2.
- BASSANI, F. (1886): *Sui fossili e sull'età degli schisti bituminosi triassici di Besano in Lombardia*. Atti Soc. it. sc. nat., 29.
- BESMER, A. (1947): *XVI. Beiträge zur Kenntnis des Ichthyosauriergebisses*. Schweiz. Pal. Abh., 65.
- BLUMER, M. (1950): *Porphyrintfarbstoffe und Porphyrin-Metallkomplexe in schweizerischen Bitumina*. Geochem. Unters. V. Helv. Chim. Acta 33.
- BROUGH, J. (1939): *The Triassic Fishes of Besano, Lombardy*. London (Brit. Mus. Nat. Hist.).
- BUXTORF, A. (1924): *Neue Beobachtungen über die Flussverlegung der Breggia und die Konglomerate von Pontegana*. Eclogae geol. Helv. 18.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 2. Aufl. verf. unter Mitarbeit von E. NIGGLI, Basel.
- CURIONI, G. (1863): *Sui giacimenti metalliferi bituminosi nei terreni triassici di Besano*. Mem. R. Ist. Lomb., 9.
- (1877): *Geologia applicata delle Provincie Lombarde*. Parte I e II (Milano).
- DOEGLAS, D. J. (1930): *Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara*. Leidsche geol. Med., Deel III.
- FRAUENFELDER, A. (1916): *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*. Eclogae geol. Helv., 14, 2.
- GANDOLFI, R. (1942): *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla scaglia e sul flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Ticino)*. Diss. Basel. Riv. it. Pal. 48, suppl.
- GUTTORMSEN, S. E. (1937): *XIII. Beiträge zur Kenntnis des Ganoidengebisses, insbesondere des Gebisses von Colobodus*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 60.
- HEIM, ALB. (1906): *Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocaenifjord der Breggiaschlucht*. Geol. Nachlese Nr. 15. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 51.
- (1921): *Geologie der Schweiz*. 3. Hauptteil: *Die Schweizeralpen*. Abschn. H: *Die Südalpen der Schweiz*. Leipzig (Tauchnitz).

- JEANNET, A. (1933): *VI. Note sur un Miocidaris nouveau*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 53.
- JONGMANS, W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz. I*. Eclogae geol. Helv., 43, 2.
- KUHN, E. (1942): *Über die Fauna der Bitumina von Campione*. Eclogae geol. Helv., 34, 2, 1941.
- (1943): *Über einen weiteren Fund von Paraplacodus broilii Peyer aus der Trias des Monte San Giorgio*. Eclogae geol. Helv., 35, 2, 1942.
- (1945): *Über Acrodus-Funde aus dem Grenzbitumenhorizont der anisischen Stufe der Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin)*. Eclogae geol. Helv., 38, 2.
- (1952): *XVII. Askeptosaurus italicus Nopcsa*. Schweiz. Pal. Abh., 69.
- LEHNER, P. (1952): *Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano*. Diss. Basel. Eclogae geol. Helv., 45, 1.
- LEUZINGER, P. (1926): *Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori u. der Sedimentzone Luganersee-Valcurvia*. Diss. Basel 1925. Eclogae geol. Helv., 20, 1.
- LUGEON, M., & GAGNEBIN, E. (1945): *Une ammonite cénomanienne dans le Flysch de la Breggia (Tessin méridional)*. Eclogae geol. Helv. 37, 2.
- MARIANI, E. (1933): *Sulla zona scisto-bituminosa triassica di Besano-M. San Giorgio*. Rendiconti R. Ist. Lomb. Sc. e Lett., 66.
- PEYER, B. (1931): *Über einen Placodontierzahn aus dem Lias von Arzo*. Eclogae geol. Helv., 24, 2.
- (1931): *Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. I. Einleitung*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 50.
- (1931 a): *II. Tanystropheus longobardicus Bass. sp.* Abh. Schweiz. Pal. Ges., 50.
- (1931 b): *III. Placodontia*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 51.
- (1931 c): *IV. Ceresiosaurus calcagnii nov. gen. nov. sp.* Abh. Schweiz. Pal. Ges., 51.
- (1932): *V. Pachypleurosaurus edwardsi Corn. sp.* Abh. Schweiz. Pal. Ges., 52.
- (1933/34): *VII. Neubeschreibung der Saurier von Perledo*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 53, 54.
- (1935): *VIII. Weitere Placodontierfunde*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 55.
- (1936): *X. Clarazia schinzi nov. gen. nov. sp.* Abh. Schweiz. Pal. Ges., 57.
- (1936 a): *XI. Hescheleria rübeli nov. gen. nov. sp.* Abh. Schweiz. Pal. Ges., 58.
- (1937): *XII. Macrocnemus bassanii Nopcsa*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 59.
- (1939): *XIV. Paranothosaurus amsleri nov. gen. nov. sp.* Abh. Schweiz. Pal. Ges., 62.
- (1940): *Über die Rekonstruktion des Skelettes von Tanystropheus*. Eclogae geol. Helv., 32, 2, 1939.
- (1943): *Über eine neue Reptilgattung aus dem Grenzbitumenhorizont der anisischen Stufe der Trias des Monte San Giorgio*. Eclogae geol. Helv., 35, 2, 1942.
- (1943): *Die Reptilien vom Monte San Giorgio*. Neujahrsbl. naturf. Ges. Zürich 1944, 146. Stück.
- (1946): *Die schweizerischen Funde von Asteracanthus (Strophodus)*. Schweiz. Pal. Abh., 64.
- PFISTER, M. (1921): *Stratigraphie von Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen*. Diss. Zürich.
- REICHEL, M. (1947): *Les Hantkeninidés de la Scaglia et des Couches rouges (Crétacé supérieur)*. Eclogae geol. Helv. 40, 2.
- (1949): *Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin)*. Eclogae geol. Helv. 42, 2.
- (1950): *Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin)*. Eclogae geol. Helv., 42, 2, 1949.
- RENZ, C. (1920): *Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiete des Monte Generoso (Kanton Tessin)*. Eclogae geol. Helv., 15, 5.
- (1922): *Einige Tessiner Oberlias-Ammoniten*. Eclogae geol. Helv., 17, 2.
- (1948): *Neue Fossilfunde im Südtessin*. Eclogae geol. Helv., 40, 2, 1947.
- (1949): *Mikrofossilien in der Grenzzone Radiolarit-Biancone am lombardischen Alpenrand*. Eclogae geol. Helv., 41, 2, 1948.
- REPOSSI, E. (1902): *Il Mixosauro degli strati triasici di Besano in Lombardia*. Atti soc. it. sc. nat. Milano, 41.
- (1909): *Gli scisti bituminosi di Besano in Lombardia*. Atti soc. it. sc. nat. Milano, 48.
- SCHWEIGHAUSER, J. (1951): *Spirillinen aus dem Lias von Arzo (Tessin)*. Eclogae geol. Helv., 43, 2, 1950.
- SENN, A. (1924): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese*. Eclogae geol. Helv., 18, 4.
- SITTER, L. U. DE (1925): *Les porphyres luganais entre le lac de Lugano et le Valganna*. Leidsche geol. Med., Deel I.
- (1939): *Les porphyres luganais et leurs enveloppes; l'histoire géologique des Alpes tessinoises entre Lugano et Varese*. Leidsche geol. Mededeelingen Deel XI.

- SÖLCH, H. (1935): *Fluss- und Eiswerk in den Alpen zwischen Oetzal und St. Gotthard*. Petermanns Mitt., Ergänzungsh. 220.
- SORDELLI, F. (1879): *Sulle piante fossili recentemente scoperte a Besano*. Atti soc. it. sc. nat. Milano 22.
- STAUB, R. (1949): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42.
- STOPPANI, A. (1857): *Studiî geologici e paleontologici sulla Lombardia*. (Milano)
- (1858–1860): *Paléontologie Lombarde, 1. Les pétrifications d'Esino ou description des fossiles appartenants au dépôt supérieur des environs d'Esino en Lombardie*. (Milano)
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz. Erster Band. Mittelzone und südliche Nebenzone der Alpen*. (Bern und Zürich.)
- TARAMELLI, T. (1880): *Il Canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 1. Folge, 17.
- (1903): *I tre laghi: Studio geologico orografico*. (Milano)
- TRÜMPY, E. (1930): *Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei)*. Diss. Bern. Eclogae geol. Helv., 23, 2.
- VONDERSCHMITT, L. (1937): *Die Luganer Hauptverwerfung bei Melano und die als Überschiebung gedeutete Sackung von Castelletto*. Eclogae geol. Helv., 30.
- (1938): *Über das Alter der Flyschbildungen im Mendrisiotto*. Eclogae geol. Helv., 31.
- (1940): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Süd-Tessin. 30. September bis 2. Oktober 1940*. Eclogae geol. Helv., 33, 2.
- (1953): *Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geolog. Ges. gemeinsam mit der Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Ges. im Südtessin, in der Umgebung von Locarno und im oberen Valle Maggia*. Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt. 33.
- (1953): *Faziesverhältnisse und mögliche Kohlenwasserstoff-Vorkommen des Sottoceneri*. Bull. Vereinigung Schweiz. Petroleumgeologen und -ingenieure.
- WIRZ, A. (1944–1947): *Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio*. In: Peyer, *Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen XV*. Schweiz. Pal. Abh. 65.
- ZANGERL, R. (1935): *IX. Pachypleurosaurus edwardsi, Cornalia sp. Osteologie – Variationsbreite – Biologie*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 56.

3. – **PAUL BECK (Thun): Insubrische Quartärprobleme.** Kein Manuskript eingegangen.

4. – **JOSEPH KOPP (Ebikon): Die Kohlenwasserstoff-Vorkommen des Sottoceneri.** Erschienen in: Bull. Ver. Schweizer Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 20, Nr. 59, S. 13–17, Dezember 1953.

b) KURZREFERATE

1. – **ERICH SPENGLER (Wiesbaden): Die Abwicklung der Decken der nördlichen Kalkalpen.** Siehe die ausführliche Veröffentlichung des Autors: *Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Westabschnitt der Kalkalpen.* – Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt (Wien), Jahrg. 1953, 96. Bd., Heft 1, p. 1–64.

2. – JOSEPH KOPP (Ebikon): Die Lokalvergletscherung der Rigi¹⁾.

Auf Grund des Vorhandenseins von Lokalmoränen auf der Nordseite des Rossberges²⁾ ist zu erwarten, dass auch auf der über 200 m höheren Rigi Ablagerungen von Lokalgletschern aufzufinden sind. Auf der geologischen Karte der Rigi-Hochfluhkette (Spezialkarte Nr. 29 der Schweizerischen Geologischen Kommission), welche den grössten Teil der Rigi beschlägt, sind an drei Stellen Moränenwälle von Lokalgletschern vermerkt: Auf der Rothenfluh-Allmeind (westlich unterhalb Rigi-Scheidegg), bei Resti (2 km NW Rigi-Scheidegg) und bei Alter Staffel (1 km SSW Rigi-Scheidegg). Ausserdem ist schon von F. J. KAUFMANN auf der NW-Seite der Rigi auf Seebodenalp ein eiszeitlicher Reuss-Moränenwall erkannt worden (siehe Bl. VIII der geol. Dufourkarte).

Die Neuaufnahme der Rigi hat nun ergeben, dass im Aufnahmegebiet von E. BAUMBERGER bedeutend mehr Lokalmoränen auftreten, als die bisherigen geologischen Karten zur Darstellung bringen. Die Ausscheidung von Lokalmoränen und Bergsturzablagerungen bereitet indessen Schwierigkeiten, da sich diese Lockergesteine morphologisch und lithologisch schwer unterscheiden lassen. Einige neue Grundmoränen-Aufschlüsse erleichtern jedoch die Kartierung.

Rigi-Nordwestseite: Aus den drei Nischen unter dem Grat Känzeli–Rigi-Kulm strömten einst Hängegletscher gegen die Seebodenalp. Andeutungen von Seitenwällen finden sich beiderseits des nördlich Plangg nach Hinterseeboden fließenden Baches in 1100–1200 m Höhe. In den Nischen von Plangg und Rüttersplangg sind lokale Grundmoränenablagerungen zu beobachten. Sie grenzen an Rissmoränen der Gratrippen von Kreuzboden, Stock und Alpetli–Schwendi und sind von diesen nicht genau abzutrennen. Im Tälchen von Rüttersplangg reichen die Findlinge der Riss-Eiszeit bis in 1080 m Höhe, also etwa 50 m höher als diejenigen des Riss-Maximums des Seebodenwalles. Die moränenbedeckten Gräte und Hänge südöstlich dieses markanten Walles tragen Ablagerungen des Küssnacherarms des risseiszeitlichen Reussgletschers, welche als solche bis jetzt nicht ausgeschieden worden sind.

Rigi-Nordostseite: Kleinere Lokalmoränenablagerungen trifft man E Rigi-Kulm bei der Alp Zingel (mit Seitenwall), bei Platten und im Restiwald. N und E Rigi-Scheidegg findet man in den Nischen von Schneealpe, Locher, Teufenen und N der Twäribergspitze Moränen von kleinen Hängegletschern.

Am Twäriberggrat (3 km ESE Rigi-Scheidegg) reicht Rissmoräne des Reussgletschers bis 1260 m hinauf (oberster Granitblock 30 m SE Pt. 1264). In östlicher Richtung ziehen sich die Reussmoränenablagerungen bis in 1000 m Höhe hinunter; sie sind z. T. auf der geologischen Karte der Rigi-Hochfluhkette angegeben. Darin liegen wallartige Gebilde, die ich als Seitenmoränen eines Lokalgletschers auffasse. Es handelt sich wohl um einen stellenweise auf Rissmoränenuntergrund des Reussgletschers entwickelten Lokalgletscher der Würmeiszeit. Nach ihrer Lage und Richtung können die Wälle der Twäribergalp keinesfalls mit dem Würmmaximum des Reussgletschers in Beziehung gebracht werden.

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Schweizerischen Geologischen Kommission.

²⁾ KOPP, J. (1946): Die Vergletscherung der Rossberg-Nordseite, *Eclogae geol. Helv.* 39, p. 274–277.

Tal des Sagenbaches: Ausgedehnte Moränenhänge trifft man beiderseits des Sagenbaches, der von Rigi-Klösterli nach Goldau hinabfließt und im untern Teil Rigiaa heisst. Das Tälchen Rigi-First-Rigi-Klösterli ist vollständig mit Moräne ausgekleistert. Südlich Heinrichshütte lässt sich ein deutlicher Seitenmoränenwall des Rigiaa-Gletschers erkennen. Mächtige, sehr schön ausgebildete Seitenwälle des Rigiaa-Gletschers liegen bei Pt. 1226 und den Hütten der Alp Resti. Auf der südlichen Talseite, bei Fruttli und Gleit bedeckt ziemlich mächtige, stellenweise durch Anrisse aufgeschlossene Grundmoräne die Hänge. Zwischen Ober-Dächli und Gleit ist der Reussgletscher ins Tal der Rigiaa eingedrungen, so dass es zur Vermengung von Moränenmaterial kam. Südlich Ober-Dächli trifft man bei 990 m im Bett der Rigiaa und südlich von Pt. 1063 bei 1080 Kieselkalkblöcke des Reussgletschers, zu denen sich bei der Einmündung des von Rothenfluh-Allmeind herunterfließenden Baches Gneisfindlinge gesellen.

Rothenfluh-Allmeind: Im karartigen Zirkus der Rothenfluh-Allmeind erstrecken sich auf der rechten Seite Moränenablagerungen zwischen Pt. 1410 und Hinteregg. Der Gletscher aus der Nische von Beinbrechen hat einen 400 m langen Endmoränenwall aufgeschüttet, auf dem Pt. 1410 liegt; dieser Wall ist auf der Karte der Rigi-Hochfluhkette angegeben. Ein tieferer, ebenso langer, aber weniger deutlich ausgebildeter Wall verläuft N des Weges von Rothenfluh zur Hinteregg.

Rigi-Südseite: Zwischen Rigi-Kaltbad und Romiti liegen auf der nach SSE geneigten Hangfläche beiderseits des Bahntracés Nagelfluh-Schuttmassen, zu meist ohne grössere Blöcke, in einer Mächtigkeit von einigen Metern bis ca. 10 Metern. Bei Wichmatt und Heilgenegg sind darin wallartige Anhäufungen vorhanden, welche auf der geologischen Karte der Rigi-Hochfluhkette angegeben sind. Über die Bildung dieser Ablagerungen bestehen zwei verschiedene Auffassungen. E. BAUMBERGER und A. BUXTORF betrachten diese Nagelfluh-Geröllmassen als Gehängeschutt, herrührend von der Abwitterung der Felswände zwischen Rotstock und Rigi-First, vermengt mit Material von Molassemergelbänken. Die Möglichkeit der Bildung eines Lokalgletschers auf dem sonnenreichen Südhang wird als wenig wahrscheinlich beurteilt.

J. KOPP hingegen hält diese Lockergesteine als Grundmoräne mit einem sich bei Heilgenegg verzweigenden Moränenwall des Kaltbadgletschers. Für diese Auffassung spricht einerseits die Mächtigkeit und Beschaffenheit der Nagelfluh-Geröllmassen und andererseits die Verzweigung des als Seitenwall zu deutenden Moränenwalles bei Heilgenegg, welche offenbar auf eine Wallbildung bei kürzerem Gletscherende zurückzuführen ist. Wenn in steiler Südlage bei Alter Staffel unterhalb Rigi-Scheidegg in 1400 m Höhe Lokalmoräne vorhanden ist, so ist auf der breiten Hangfläche von Staffelhöhe-Romiti ein noch ausgedehnterer Lokalgletscher zu erwarten.

Man könnte sich fragen, ob die Wallbildungen nicht auf Rutschungen der bergseitigen Schuttmassen zurückzuführen sind, wodurch die stabil bleibenden äusseren Randpartien der Schuttdecke als Wallformen zurückblieben. Zwischen Staffelhöhe und dem alten Stationsgebäude der Rigi-Scheidegg-Bahn ist es im Mergelrutschgebiet tatsächlich zu sekundären Rutschungen gekommen. Dabei entstanden jedoch keine Wälle, sondern Terrassen mit einem Steilbord gegen das sekundäre Rutschgebiet. Nirgends im Rigi-Gebiet trifft man auf einer geneigten Hangfläche derart mächtige Geröllmassen wie unterhalb Kaltbad. Bergseits werden diese durch Bergsturzböcke aus den Nagelfluhwänden zwischen Rotstock und Rigi-First begrenzt. Würde es sich bei den Geröllmassen zwischen Kaltbad und Romiti um Gehängeschutt handeln, so wäre es unerklärlich, dass der Gehängeschutt entfernter von den

Felswänden als der Bergsturzschild liegt. In der Regel ist es an der Rigi doch gerade umgekehrt, so z. B. beim Bergsturz aus dem Gipfel des Rotstockes. Diese Beobachtungen und Überlegungen sprechen für die Annahme von Lokalmoränenablagerungen zwischen Kaltbad und Romiti, welche bergseits im obersten Teil von Mergelrutschungen, im untern Teil von Bergsturzböcken teilweise zugedeckt worden sind. Denkt man sich diese nachträglichen Schuttbildungen weg, so wird die Bildung des Seitenmoränenwalles Wichmatt–Heilgenegg noch verständlicher.

Drei schöne Moränenwälle eines Hängegletscherchens S Germelenboden (SW Rigi-Scheidegg) liegen auf der Alp Alter Staffel. Auf dem jüngsten Wall liegt die untere, auf dem ältesten die obere Hütte. Das Moränenterrain reicht bis zum Felsabsturz in 1300 m Höhe.

Aus der Neuaufnahme der Rigi ergibt sich demnach, wie die früheren Kartierungen bereits teilweise andeuteten, das Vorhandensein einer beträchtlichen Lokalvergletscherung mit stellenweise ziemlich ausgedehnten Moränenablagerungen. Die Lokalmoränen und Bergstürze beleben das geologisch ziemlich eintönige Bild der Rigi und formen ein interessantes, reliefbildendes Element dieses wenig gegliederten Gebirgsstockes.

3. – THEODOR HÜGI (Bern): Hydrogeologische Beobachtungen in Anatolien.

Mit 1 Textfigur und 1 Tabelle im Text.

Das „Technical Assistance Department“ der UNESCO entsandte auf Ersuchen der türkischen Regierung zu Beginn des Winters 1951/52 im Rahmen der „Technischen Hilfe“ eine hydrogeologische Mission¹⁾ nach Istanbul. Die Missionsmitglieder befassten sich u. a. mit der Organisation des Unterrichtes in Hydrogeologie. Er ist in erster Linie als zusätzliche Spezialausbildung für diplomierte türkische Geologen und Ingenieure gedacht. In der Folge wurde bestimmt, das hydrogeologische Institut der Technischen Universität in Istanbul anzugliedern. Bereits seit längerer Zeit waren türkische Fachleute auf hydrologischem und hydrogeologischem Gebiet tätig. Die verschiedensten Dienstabteilungen der Ministerien und der Vilâyet-Verwaltungen verfügen daher über ein recht umfangreiches und für zukünftige Projekte äusserst wertvolles Dokumentationsmaterial, wovon Kopien nun an zentraler Stelle gesammelt werden. In diesem Zusammenhang sei noch besonders hervorgehoben, dass die geologische Erforschung der Türkei vor allem seit der Gründung des Lagerstättenforschungsinstitutes in Ankara – Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (abgekürzt M. T. A.) – beachtenswerte Fortschritte gemacht hat. Die Ergebnisse der Arbeiten türkischer und Geologen anderer Länder haben ihren Niederschlag in erster Linie in der Geologischen Karte der Türkei (1:800000)²⁾, in den Publikationsserien der M. T. A. und im „Bulletin of the Geological Society of Turkey“ (engl. Titel der mehrsprachigen und seit 1947 erscheinenden türkischen Fachzeitschrift) gefunden. In neuerer Zeit bearbeiteten LAHN (1948) und BAYRAMGIL (1949) die geologische Literatur der Türkei bibliographisch³⁾. All die bereits vorliegenden Beobachtungen und Resultate dienten der Mission bei der Durchführung ihrer speziellen Aufgabe als Grundlage. Erwähnt sei ferner, dass an den Hochschulen des Landes Geologie seit längerer Zeit unterrichtet wird, und so wirken denn auch in privaten und staatlichen Unternehmen und Instituten eine beachtliche Zahl tüchtiger Geologen, die ihre Ausbildung zur Hauptsache dem

¹⁾ Ihr gehörten an: Prof. FURON, Paris (Missionschef), Prof. WESTERVELD, Amsterdam, Ing. FOURNIER, Paris, und der Verf.

²⁾ vgl. hierzu Bd. 39, pp. 277–89 dieser Zeitschrift: BLUMENTHAL M. M. (1946): Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. – Diese Karte wurde in 8 Blättern durch das M. T. A.-Institut in Ankara herausgegeben.

³⁾ Erschienen in Bull. Geol. Soc. of Turkey, Vol. I, No. 2, pp. 96–135 und in Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (Ankara), Meçmuası, sene 4, sayı 39, sayfa 71–74. Vgl. hierzu auch Fussnote ⁴⁾ Seite 240.

geologischen Institut der Universität Istanbul verdanken. Angehende Ingenieure erhalten ihre geologische Schulung an der Technischen Universität Istanbul (Jeoloji Enstitüsü).

Nach diesem kurzen Hinweis auf bisherige Leistungen türkischer Fachleute wurde abschliessend über die Feldarbeiten der Mission folgendes berichtet.

Auf Wunsch der hydrologischen Abteilung – „Su İşleri Reisliği“ – des Ministeriums für öffentliche Arbeiten in Ankara führten wir im Jahre 1952 in Anatolien hydrogeologische Feldarbeiten durch, um in einzelnen Gebieten eine weitere Verbesserung der Versorgungsmöglichkeiten mit Wasser zu prüfen. Die oben genannte Amtsstelle erleichterte die Feldarbeiten in verschiedener Beziehung. Für tatkräftige Unterstützung sei vor allem dem Direktor der hydrologischen Abteilung, Herrn HIKMET TURAT, sowie all seinen Mitarbeitern in Ankara und in den Vilâyet aufrecht gedankt. Gleiches gilt den Herren Ing. O. AKYÜREK, Ing. C. AKOVA und Geologe M. E. APAK für Begleitung und Mithilfe bei der Arbeit im Gelände.

Die untersuchten Gebiete liegen im SE des Landes bei Urfa und Mardin, im NW bei Balıkesir und Altıntaş-Kütahya, im Norden bei Çorum-Merzifon und in der Konya-Ebene Zentralanatoliens sowie bei Niğde weiter östlich davon (siehe Fig. 1). Sämtliche Gebiete, ausgenommen das letztgenannte, weisen ein Flusssystem auf, das nach dem Meer hin entwässert. Der Konya-Ebene s. l. hingegen, d. h. einem Areal von rund 60000 km² (Schweiz = 41295 km²) fehlt jeglicher oberirdischer Abfluss; sie bildet ein in sich weiter gegliedertes Becken. Im Rahmen dieses Vortragsreferates scheint es gerechtfertigt, erst kurz auf die Verhältnisse einiger der erstgenannten Gebiete einzugehen, um nachher die Besonderheiten des Konyagebietes näher zu beleuchten. Es ist nicht möglich, hier all die in den ausgearbeiteten Rapporten zitierte Literatur einzeln anzuführen. Über die wenigen gemachten Angaben hinaus sei insbesondere auf die in den erwähnten Bibliographien genannten Arbeiten folgender Autoren hingewiesen: ALAGÖZ, BIRAND, BLUMENTHAL, CHAPUT, FRECH, FREY, KETIN, LAHN, LOUIS, PHILIPPSON, SALOMON-CALVI (z. T. mit KLEINSORGE).

Zur Hydrogeologie untersuchter Gebiete mit oberirdischem Abfluss

Die bereits im Altertum als fruchtbar bekannten Ebenen von Urfa und Mardin verfügen nach FURON⁴⁾ über Grundwasser, das in alluvialen Schichten (bis 20 m mächtig) und in den darunterliegenden Kalken des Eocaens oder Miocaens vorkommt. Im letzterwähnten Falle wird das Wasser aus 30–40 m tiefen Brunnen-schächten geschöpft. In normalen Jahren reichen die Niederschläge zur Speisung der Grundwasserbecken und damit zur Versorgung der Bevölkerung, des Viehbestandes und des heute noch ungedüngt genutzten Ackerbodens aus. In Urfa (515 m ü. M.) fallen, abgesehen von extremen Trockenjahren (1932 z. B. 157 mm), 500 ± 80 mm Regen pro Jahr, und in Mardin (1150 m ü. M.) schwanken die entsprechenden Werte etwa zwischen 600 und 800 mm. Die Wasservorräte grösserer Tiefen sind noch unbekannt, könnten jedoch z. B. durch die vorgeschlagenen Bohrungen abgeklärt werden.

Die von einem Zufluss des Porsuk durchflossene Hochebene (1000–1100 m ü. M.) bei Altıntaş (ca. 300 km WSW Ankara) erfuhr eine Untersuchung, um die Bewässerungsmöglichkeit gewisser Teile derselben zu prüfen⁵⁾. Mangels einer meteorologischen Station in der Ebene selbst, wird angenommen, dass der jährliche Niederschlag etwa zwischen den für die nächstgelegene Station Kütahya (50 km nördlich)

⁴⁾ FURON R.: Introduction à la géologie et à l'hydrogéologie de la Turquie. Mémoires Muséum National d'histoire Nat., Nouv. Sér. C, Sciences de la Terre, Tome III, Fasc. 1. Paris 1953 (mit Bibliographie).

⁵⁾ An den Feldaufnahmen dieses Gebietes wirkte kurz auch Missionskollege FOURNIER mit.

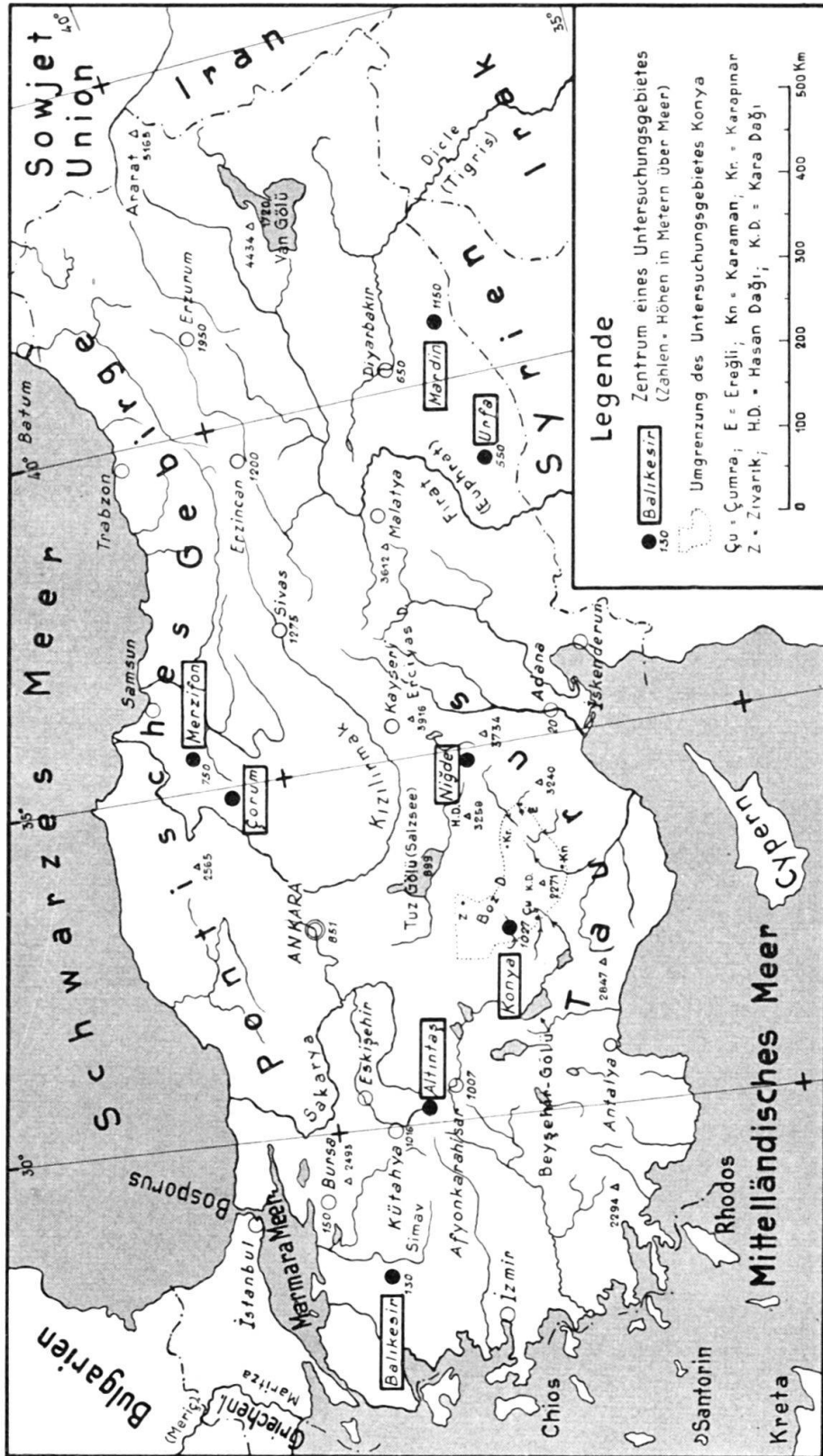


Fig. 1. Topographische Übersicht der Türkei, Maßstab 1:10000000.

bekanntesten Extremwerten von 970 und 324 mm schwanken dürfte⁶⁾. Die in der Ebene von Altıntaş herrschende Gesteinsformation ist ein kaverner, geklüfteter Süswasserkalk des Neogens, in vorwiegend horizontaler Lagerung. Typisch für diese Formation sind die sich mehrfach wiederholenden Mergelzwischenlagen von wechselnder Mächtigkeit. Quartärbildungen, wie Sande, Kiese und Gehängeschutt überdecken stellenweise die Neogenformation. Den äusseren Rahmen dieser Hochebene stellen Berg- und Hügelzüge mit Kalk- und Dolomitmarmoren sowie Schiefern dar, die meist steilgestellt und gefaltet sind und dem paläozoischen Sockel angehören. Da diese letzterwähnten Gesteine die diskordant darüber gelagerte Neogentafel an mehreren Stellen in Form sanfter Hügel durchbrechen, so darf auf eine stark modellierte Oberfläche des paläozoischen Untergrundes geschlossen werden. Die Mächtigkeit der Neogenserie wird von Ort zu Ort stark wechseln, dürfte im allgemeinen aber nicht sehr gross sein. Wasser ist in den meist wenig tiefen Brunnen-schächten erschlossen. In den erwähnten permeablen Quartärhorizonten liegt der Grundwasserspiegel in der Regel weniger als 5 m tief unter der Terrainoberkante, in denjenigen des Neogenkalkes analog bis zu 10 m tief. Grössere Quellen treten aus klüftigen Neogenkalken über undurchlässigen Mergellagen, vor allem am Fusse der durch Brüche bedingten Steilstufen von rund 10 m Höhe auf. Entlang ausgeprägter Bruchlinien ist nämlich die ursprünglich einheitliche Neogentafel in einzelne, gegeneinander verstellte Schollen zerlegt worden. Hierfür sind vor allem spät-tertiäre Hebungen und Senkungen, u. a. als Begleiterscheinungen vulkanischer Tätigkeit s. l. verantwortlich. Letztere ist beispielsweise aus dem bloss 50 km SE entfernten Gebiet von Afyonkarahisar und aus andern Teilen Anatoliens bekannt. Das erwähnte Vulkangebiet südlich von Altıntaş ist überdies reich an Mineral- und Thermalquellen, u. a. stammt das über die Landesgrenze hinaus bekannte Karahisar-Mineralwasser von hier. Die Temperatur der meisten Thermen der Gegend liegt um 50° C⁷⁾. Auf die interessanten Beziehungen, die zwischen dem Charakter und dem Auftreten von Mineral- bzw. Thermalwässern und der Verbreitung jungvulkanischer Gesteine bestehen, soll hier nicht eingegangen werden. Von einer intensiveren Nutzung der bereits erschlossenen Wasservorkommen darf das zur Bewässerung grosser Gebiete benötigte Wasserquantum kaum erhofft werden. Über die allfällig in tieferen Schichten enthaltenen Wasservorräte vermöchten beispielsweise vorgeschlagene Explorationsbohrungen Aufschluss zu geben.

Die Ebene von Balıkesir (rund 130 m ü. M., ca. 400 km W Ankara) wird von zwei grösseren Flüssen, dem Atnos çayı und dem Simav çayı durchflossen, deren Wasserführung in regnerischen Monaten oft katastrophales Ausmass annimmt. Die von der meteorologischen Station Balıkesir registrierten jährlichen Niederschlagsmengen schwankten in den Jahren 1938–50 zwischen 459 und 910 mm. Die weite Alluvialebene wird von Hügeln und Bergen umrahmt, die sich aus vulkanischen Gesteinen, wie Andesit-Laven und zugehörigen, mächtigen Agglomerattuffen, aus Neogenkalk sowie aus mesozoischen und paläozoischen Schichtgliedern aufbauen (Marmore, Serpentin und metamorphe Schiefer verschiedener Ausbildung). Eine bereits früher ausgeführte Bohrung in dieser Ebene zeigte, dass die Mächtigkeit der

⁶⁾ Diese und die weiter unten angeführten meteorologischen Daten sind dem offiziellen Bulletin des türkischen Wetterdienstes entnommen: *Meteoroloji Rasatları* – (1925–34) T. C. Ziraat Vekâleti Meteoroloji Enstitüsü, Ankara – 1935 uff. T. C. Başbakanlık Devlet Meteoroloji İşleri Umum Müdürlüğü, Ankara.

⁷⁾ REMAN RIZA: Şifalı suları kullanma ilmi balneoloji Türkiyenin şifalı kaynakları. Istanbul Cumhuriyet Matbaası 1942 (mit chemischen Analysen von türkischen Mineral- und Thermalquellen) und ÇAĞLAR K. Ö.: Türkiye Maden Suları ve Kaphçaları. M.T.A. Yayınlarından, Seri B, No. 11, Fasikül 1–3, Ankara 1948.

Quartärbildungen, die vor allem aus Kies-, Sand- und Tonhorizonten und -Linsen bestehen, 100 m übersteigt. Über die ganze Ebene zerstreute Brunnenschächte dienen der Bewässerung von Gärten und Gemüsekulturen. Mittels einfach konstruierter Göpel-Schöpfräder können aus den durchschnittlich 10 m tiefen Schächten von 4–5 m Durchmesser Wassermengen gefördert werden, die zur Irrigation von 30–70 Aren ausreichen. In dieser Alluvialebene wurde einmal ein Grundwasserspiegel beobachtet, der meist einige Meter unter der Terrainoberkante liegt. Neuere, mittels Handpumpen betriebene Abessinierfassungen nutzen tiefere Wasserhorizonte, die zwischen 18 und 20 m unter der Terrainoberfläche liegen sollen. In randlich etwas höher gelegenen Gebieten sind in kavernösen, klüftigen Neogenkalken Brunnenschächte abgeteuft worden, in denen der erstgenannte (d. h. höchste) Grundwasserspiegel bis zu 15 m tief liegen kann. In der Ebene von Balikesir müssten durch vorgeschlagene Bohrungen die ohne Schaden dem Grundwasserträger in grösserer Tiefe maximal zu entnehmenden Quantitäten eruiert werden, bevor an eine wesentliche Erweiterung der irrigierten Landfläche gedacht werden kann.

Zur Hydrogeologie untersuchter Gebiete ohne oberirdischen Abfluss

Die Verhältnisse der gemeinsam mit dem Missionskollegen J. WESTERVELD untersuchten Gegenden der Konyaebene wurden in einer im Maßstabe 1:100 000 erstellten, unpublizierten hydrogeologischen Karte festgehalten, die an der Tagung in Lugano vorgewiesen werden konnte. Diese basiert auf der geologischen Karte der Türkei (Blatt VI, Konya) sowie auf den durch die beiden Missionsmitglieder gemachten Beobachtungen und Messungen. Den Rahmen des durchschnittlich 1000 m ü. M. gelegenen Gebietes bilden im Süden und Westen die Randketten des Taurus mit ihren mesozoischen Gesteinen, wie Serpentin, Radiolarit und Kalk, mit miocaenen Ablagerungen (Konglomerate, Kalke, Sandsteine, vulkanische Tuffeinlagerungen), sowie mit Laven und Tuffen jungtertiären Alters. Im Osten und Norden sind es die weichen Gebirgsformen des Boz Dağı, welche den Plateaucharakter der Landschaft unterbrechen. In der „Ebene“ von Konya, der „Konya ovası“, stehen auf weite Strecken neogene Süßwasserkalke mit Mergelzwischenlagen an, soweit diese nicht durch jüngere Bildungen, wie vulkanische Sande, Tuffe und Laven, Konglomerate oder andere Quartärablagerungen (Kies, Sand und Gehängeschutt) überdeckt worden sind.

Bei näherer Betrachtung zerfällt die „Ebene“ von Konya in eine Reihe von Teilbecken. Es sind dies, wenn wir von einigen kleineren absehen, die Teilbecken von Zivarık (N von Konya), Konya, Hotamış (E von Konya), Sultaniye-ovası-Karapınar (100 km E von Konya), Ereğli (Textilindustriestadt E Karapınar) und von Karaman (ca. 100 km SE von Konya). Die Teilbecken des Tuz Gölü (Salzsee halbwegs zwischen Ankara und Konya), Ebergölü, Akşehir Gölü und Çavuşçu Gölü liegen bereits nördlich ausserhalb des Untersuchungsgebietes (Fig. 1). Die einzelnen Teilbecken werden durch Neogenkalkschwelen voneinander getrennt. Bei all diesen Eintiefungen in morphologischem Sinne handelt es sich, wie bereits früher von verschiedenen Autoren festgestellt, um Einbruchsbecken, entstanden als Folge von jungen Senkungs- und Hebungsvorgängen längs Brüchen. Die Becken selbst, aber vor allem auch ihre Rand- und Nachbargebiete, weisen Vulkanmassive von z. T. beachtlicher Ausdehnung auf. Das 300 km NE von Konya gelegene Erciyas-Dağı-Massiv (= M. Argaeus, 3916 m) überdeckt beispielsweise eine Fläche von rund 1500 km². Dieser Vulkan soll letztmals zu römischer Zeit tätig gewesen sein. Von andern Vulkanen ist bloss noch Aktivität während des Quartärs belegt. Die in all diesen Massiven vorherrschenden Gesteine sind: Andesite und zugehörige Agglo-

merattuffe, verschiedene saure Tuffe (Bimssteintuffe u. a.) und jüngste Basalte. Überdies ist die Konya-ovasi eng benachbart mit den jungen Faltengebirgszügen des Taurus. Als Folge abklingender orogenetischer Bewegungsvorgänge und vulkanischer Tätigkeit im Neogen, kam es in reichem Masse zur Bildung steilstehender Brüche. Dabei wurde die vorher horizontal über alttertiäre, mesozoische oder paläozoische Gesteine abgelagerte Neogentafel in Schollen zerlegt, die vielfach gekippt und vor allem längs steilen Bruchflächen terrassenartig nach grösserer Tiefe hin, d. h. gegen die Zentren der heutigen Teilbecken, versetzt worden sind.

Aus den niederschlagsreicheren Gebieten des Taurus (um 500 mm pro Jahr) bringen zahlreiche Flüsse von Wildbachcharakter beachtliche Wassermengen in einzelne der erwähnten Teilbecken hinein. Als Beispiel der unterschiedlichen Wasserführung sei der Meram-Fluss bei Konya erwähnt, der Wassermengen zwischen 1 und 60 m³/sec. führt. Im Frühling und bis in den Sommer hinein werden oft weite Gebiete eines Teilbeckens überschwemmt, und die sich jeweils periodisch wieder bildenden Sümpfe trocknen oft erst im Sommer ganz aus. Der im Teilbecken von Konya fallende Regen ist geringer. Die meteorologische Station Konya, eine der ältesten im Lande, registrierte während 20 Jahren Niederschlagsmengen, woraus sich ein Jahresdurchschnitt von 322 mm errechnen lässt, der niedrigste für die Türkei. Die beobachteten Extremwerte für Konya lauten: 148 mm bzw. 500 mm. Besonders nachteilig für den ausgedehnten Getreidebau sind nicht niederschlagsarme Jahre an sich, sondern vielmehr solche mit extrem niedrigen Regenmengen während der Vegetationsperiode. Als Beispiel greifen wir die Jahre 1948 mit 357 mm und 1949 mit 351 mm Gesamtniederschlag heraus. Die Niederschlagswerte für Mai–Juni oder (April–Juni) lauten 100 oder (139) bzw. 7 oder (68) mm. Die Zahlen für die Weizenernte im Vilâyet Konya, nämlich 717 000 t bzw. 141 000 t, veranschaulichen eindrücklich das im wesentlichen durch extrem niedrige Frühjahrsregen bedingte Misserntejahr 1949.

In welcher Weise wird in der Konya-Ebene das Wasser genutzt? In den Teilbecken und in den höher gelegenen Randgebieten eines solchen hat man in den Dörfern jeweils Brunenschächte (türkische Bezeichnung: kuyu) bis auf das Grundwasser abgeteuft. Aus der Konya-Ebene sind eine Anzahl „obruk“ bekannt. In den so benannten, durch Einsturz- und Auslaugungsvorgänge entstandenen Eintiefungen im Neogenkalk tritt der Grundwasserspiegel als See frei zutage. Messungen ergaben, dass das Wasserniveau im Timraşobruk (bei Çumra) 15,88 m unter der Terrainoberkante liegt (Nivellement ausgeführt durch Su İşleri 7ci Şube Müdürlüğü, Konya, 14. Juni 1952). Diese Karst-„Doline“ weist einen Durchmesser von 279 m auf. Die ermittelte Tiefe stimmt mit derjenigen der Brunenschächte des Dorfes Timraş überein, d. h. See- und Schachtspiegel gehören ein und demselben Grundwasserniveau an. Nach den übrigen über das ganze Untersuchungsgebiet verteilten Messungen liegt der Grundwasserspiegel im Beckenzentrum wenige Meter unter der Terrainoberkante, während er auf den noch höher gelegenen Plateaux der Randgebiete bis zu 55 m tief liegen kann. In unserer oben erwähnten hydrogeologischen Karte sind Gebiete gleicher Grundwasserspiegeltiefen⁸⁾ ausgeschieden worden. Und zwar sind die Bereiche, in denen der Wasserspiegel in den Schächten 0, 0–1, 1–5, 5–10, 10–20, 20–30 oder 30 und mehr Meter unterhalb der Terrainoberkante angetroffen worden war, durch Kurven gegeneinander abgegrenzt (Messperiode 2. Hälfte Mai, 1. Hälfte Juni 1952). Die für die einzelnen Teilbecken resul-

⁸⁾ In der verfügbaren Zeit konnte die Meereshöhe an der Schachtmündung jeweils nur angenähert mittels Altimeter bestimmt werden, nicht aber die genaue Meereshöhe des Grundwasserspiegels. Genau vermessen wurde jeweils: Abstand Terrainoberkante–Grundwasserspiegel.

tierenden Kurvengebilde lassen eine Schar konzentrisch ineinanderliegender Ellipsen erkennen. Die grosse Achse derselben fällt jeweils in ihrer Orientierung mit wichtigen, im Neogenkalk beobachteten Bruchrichtungen zusammen (z. B. NE-SW, NW-SE, ENE-WSW und N-S). Die gemachten Erhebungen zeigen, dass in erster Linie folgende Gesteinsarten Grundwasserträger sein können: Kiese und Sande, Gehängeschutt, vulkanische Sande, geklüftete Konglomerate (Neogen oder Altquartär?), kavernöse und geklüftete Neogenkalke. Von den drei bekannten Tiefbohrungen der Jahre 1937-1939 der Konyagegend waren die beiden von Karaman-Fisamdon und Konya fündig. Die erstere traf am Taurusrande in geklüfteten mesozoischen Kalken artesisches Wasser (Erguss 700 l/min., maximale Bohrlochtiefe = 324 m). Die Bohrung in der Stadt Konya selbst lieferte etwas Wasser, das bis auf 8 m unter Terrainoberkante anstieg und nicht genutzt wurde. Aus den oben erwähnten Brunnenschächten wird das Wasser in einem Behälter, meist mittels Kettenzug oder Seilrolle, auch etwa mittels Pumpe, gefördert. Das letzterwähnte System dient hauptsächlich zur Bewässerung von Gärten. Die grösste Irrigationsanlage der untersuchten Gegend ist diejenige bei Çumra, südlich von Konya; sie wurde zu Beginn des Jahrhunderts erstellt, in neuerer Zeit mehrfach erweitert. Das genutzte Wasser wird im Beyşehir-See (Taurusgebirge) gestaut und gelangt, entsprechend den jeweiligen Bedürfnissen, im Bett des Çarşamba-Flusses nach dem weitverzweigten Kanalsystem der Ebene von Çumra-Konya. In Ortschaften des Taurusrandes beherrschen Röhrenbrunnen (türkische Bezeichnung: çeşme) das Dorfbild. Quellen, die aus paläozoischen Schiefen oder Dolomitmarmoren, aber auch aus höhergelegenen Neogenniveaux entspringen (an der Grenze Kalk-Mergel), sind es, die vor allem diese Brunnen speisen. Die Wasserversorgung der Stadt Konya nutzt Quellen aus geklüftetem Serpentin (SE der Stadt). In unmittelbarer Nähe tritt beim Dorfe Hatıp eine grosse Quelle aus mesozoischem Kalk zutage, und zwar über undurchlässiger Serpentinunterlage (Klüfte und feinste Risse durch Kalzit abgedichtet). Dieses ein Beispiel mag zeigen, wie das gleiche Gestein, je nach seiner geologischen Vorgeschichte, im einen Fall permeabel, im andern aber impermeabel sein kann.

Das Wasser von Brunnenschächten hat vielfach einen „salzigen“ oder „bitteren“ Geschmack. Analysenwerte zeigen in vielen Fällen hohe Trockenrückstände (500 bis gegen 9000 mg/l) und eine ungewohnte Mineralisierung, insbesondere das Wasser aus den im Neogenkalk abgeteufte Brunnenschächten⁹⁾. In 85% aller untersuchten Fälle übersteigt der Trockenrückstand 500 mg/l, und die Gesamthärte schwankt zwischen 4 und 170 deutscher Härtegrade. Der Magnesiumgehalt (Mg · ·) erreicht Werte bis zu 508 mg/l, während der Chloridgehalt (Cl') zwischen 30 und 2931 mg/l variiert. Die Sulfatwerte (SO₄ ") liegen zwischen 35 und 2068 mg/l. Die starke Mineralisierung vieler Proben ist auf die Auslaugung steinsalz- und gipsführender Gesteinshorizonte, vor allem des Oligocaens, im Einzugsgebiet von Flüssen, sowie auf die fehlende Abfluss- und Verdünnungsmöglichkeit bei hohen Verdunstungswerten zurückzuführen. Oligocaen steht z. B. östlich Ereğli und auf der Ostseite des Tuz Gölü an. Chlorid konnte überdies auch in einer bei Hatunsaray gesammelten Neogenkalkprobe nachgewiesen werden (Cl'-Gehalt zwischen 0,05 und 0,10%). Verfolgt man die Werte der Trockenrückstände innerhalb eines Teilbeckens, so sind diese jeweils für die im Zentrum gelegenen Brunnenschächte am höchsten und nehmen allmählich gegen diejenigen der Randgebiete hin ab. Trockenrückstände mit weniger als 500 mg/l wurden nur an Wässern festgestellt, die

⁹⁾ Die Wasseranalysen besorgt uns in verdankenswerter Weise Herr Prof. K. Ö. ÇAĞLAR, Landwirtschaftliche Fakultät der Universität Ankara.

kiesigen und sandigen Grundwasserträgern entstammen, oder von Quellen aus paläozoischen Gesteinen (Schiefer, Dolomitmarmor). Sie zeigen auch in ihrer gesamten Mineralisierung Werte, die sich am ehesten mit Analysenzahlen unserer schweizerischen Grund- und Quellwässer vergleichen lassen. Aus dem gesamten Analysenmaterial seien hier nur zwei herausgegriffen: Im Dorfe Karaömerler (30 km NE von Konya) befinden sich zwei Brunnenschächte, die 100 m voneinander entfernt sind und deren Wasser, nach Aussagen der ansässigen Bevölkerung, „salzig“ (Analyse 1) bzw. „süss“ (Analyse 2) sein soll. Der letzterwähnte Schacht liegt am Fusse eines ausgedehnten Schuttkegels des Boz Dağı. Vom Gebirge her in dieses Lockergesteinsmaterial einfließendes, wenig mineralisiertes Wasser vermag eine Verdünnung hervorzurufen. Der Schacht mit „salzigem“ Wasser liegt mehr gegen das Becken zu und ausserhalb der Einflußsphäre des erwähnten Schuttkegels, wo jegliche Erneuerungs- und Verdünnungsmöglichkeit fehlt. Den beiden Analysen haben wir die besonders charakteristischen Werte entnommen und in der *Tabelle 1* einander gegenübergestellt. Die Verschiedenheit der beiden Wässer kommt deutlich zum Ausdruck, und die von der Bevölkerung gewählte Kennzeichnung erfährt eine Bestätigung.

Tabelle 1

Analyse		
	1	2
Trockenrückstand	8715.0 mg/l	990.0 mg/l
Ca	173.9	72.5
Mg	480.3	41.5
Cl'	2931.0	110.0
NO ₃ '	Sp.	31.2
SO ₄ ''	1786.2	179.1
HCO ₃ '	327.7	488.6
Gesamthärte (Deutsche Grade)	136.7	19.8

Diese Werte sind Analysenprotokollen zu unserm Rapport entnommen, die wir Prof. K. Ö. ÇAĞLAR, Landwirtschaftliche Fakultät Universität Ankara, verdanken.

Ausblick

Im Anschluss an die fragmentarische Skizzierung der hydrogeologischen Verhältnisse einiger Gebiete Anatoliens seien unter Berücksichtigung früherer und neuerer Untersuchungen nachstehende Folgerungen angeführt. All die untersuchten Gebiete verfügen über gewisse Grundwasservorräte in oberflächennahen Schichten. In der Ebene von Konya wäre beispielsweise, wenn auch in beschränktem Umfange, eine intensivere Nutzung des Grundwassers denkbar. Durch die Ausführung der bereits seit längerer Zeit studierten Staudamm-Projekte einzelner Schluchten des Taurusrandes könnten gefürchtete Hochwasser gemildert und damit vermehrt Wasser zur Irrigation erhalten werden. Dies würde auch zutreffen, wenn an den in Frage kommenden Stellen die Beckenunterlage und der Staudamm nicht immer, wie in den meisten Fällen zu erwarten, die gewünschte Dichtigkeit aufweisen sollten. Die empfohlenen Explorationsbohrungen, womit inzwischen begonnen worden ist, bezwecken die lithologische Beschaffenheit und die Mächtigkeit der verschiedenen Schichten grösserer Tiefen zu ermitteln und ferner über die Ergiebigkeit der darin enthaltenen Wasservorkommen und über die chemischen Eigenschaften des Was-

sers nähere Daten zu erhalten. In den Becken ohne oberirdischen Abfluss bedarf es weiterer Untersuchungen, um die zur Irrigation chemisch ungeeigneten und die unbrauchbaren Bodentypen rechtzeitig zu erkennen und auszuscheiden. Eine enge Zusammenarbeit zwischen Ingenieuren, Agrikulturfachleuten und Hydrogeologen ist erforderlich, wenn der von einer Ausdehnung der bewässerbaren Fläche erhoffte Erfolg nicht ausbleiben soll.

4. – AUGUSTIN LOMBARD (Bruxelles): **Un profil de l'Everest à la plaine du Ganges.** Pas reçu de manuscrit.

5. – K. VÖGTLI, N. TARASS & F. GASSMANN (Zürich): **Beispiele von geoelektrisch bestimmten Mächtigkeiten quartärer Ablagerungen im Kt. Zürich.** Siehe die Verhandlungen der SNG, Lugano, 1953, Sektion Geophysik, Meteorologie und Astronomie, ferner die ausführliche Arbeit von N. TARASS, die in den *Eclogae* erscheinen soll.

6. – P. GRETENER & F. GASSMANN (Zürich): **Ergebnisse von Schwere-messungen nordwestlich von Zürich.** Eine ausführliche Arbeit von P. GRETENER darüber erscheint in den *Eclogae* Vol. 47 (1954).

7. – A. BERSIER (Lausanne): **Les collines de Noville-Chessel (plaine du Rhône): moraines de poussée.** Pas reçu de manuscrit.

8. – MORITZ M. BLUMENTHAL (Locarno): **Über den Baustil der südlichen Kalkalpen zwischen dem Luganer See und der Sesia.**

In der Erfassung der tektonischen Einzelzüge der südlichen Kalkalpen, wie auch der regionalen Auswertung derselben, gingen die Interpretationen oft merklich auseinander. Mit der grosszügig angelegten Analyse hat neuerdings R. STAUB (1949) die Einheitlichkeit des tektonischen Grundplanes dargetan: Nordschub und nordwärts ausgerichtete Bauteile sollten den Baustil bedingen, und wo südwärts gekehrte Bewegung („dinarisches Bauprinzip“) sich einstellt (Bergamasker Alpen zwischen dem Comer See und Val Brembana), sind Rückfaltungen dafür die Ursache. Indessen wurde die Steigerung der Nordbewegung, die bis zur Bildung einer nordwärts vorgreifenden Deckmasse im Raume zwischen Luganer und Comer See (Monte Generoso-Decke) führen sollte, durch den neuen Bearbeiter eines Teiles dieses Gebietes, P. LEHNER (1952), als nicht bestehend abgeschätzt.

In konsequenter Folgerung wurde durch R. STAUB eine gleichartige Bauformel in abgeschwächtem Ausmass auch auf den westlich anschliessenden Sektor der Kalkalpen übertragen. Derselbe umfasst die bekannte Triasmulde des Monte San

Salvatore mit ihrer komplexen Fortsetzung bis zum Lago Maggiore. Indem nun diese Mulde entgegen früherer, freilich auch nicht vollgültiger tektonischer Charakterisierung als tiefgreifender Sedimentkeil unter die südlicheren insubrischen Bauteile („Porphyraufbruch“) hinabgreifen sollte, bestimmt sie in diesem Sinne ein ausgesprochen nordvergentes Baubild. Besteht nun diese Nordvergenz westlich des Luganer Sees wirklich zu Recht?

Obwohl von dieser Strecke und ihren Randzonen eingehende Bearbeitungen durch Geologen der Basler und Leidener Schule bestehen (LEUZINGER 1926, VAN HOUTEN 1929, HARLOFF 1927, DE SITTER 1925 und 1939), wurde durch den Verfasser eine neuerliche Prüfung bis zur Sesia durchgeführt; weitere Ergänzungen und eine allgemeine Koordination einzelner Bauteile sind angestrebt worden¹⁾. Zur Klärung der Vergenzfrage und somit des Baustiles konnten im wesentlichen zwei Ausgangspunkte gewählt werden: Einmal die Erfassung des tektonischen Charakters der Störung, welche die Kalkzone von der südlich angrenzenden insubrischen Randantiklinale („Porphyraufbruch“) scheidet, und weiterhin besonders, neben der allgemeinen tektonischen Analyse, die Prüfung des Querprofils der Kalkzone in seinen Hauptlinien, um aus ihm auf den vorherrschenden Bewegungssinn der Auffaltung zu schliessen.

1. Die Längsstörung der Marzio-Verwerfung

Als solche wird mit DE SITTER die Längsstörung verstanden (= „Hauptverwerfung“ LEUZINGERS), die auf ca. 19,5 km Längserstreckung die Bauelemente der Kalkzone vom „Porphyraufbruch“ der insubrischen Randantiklinale – eine horstförmige Hochzone mit kristallinem Kern und wechselnd mächtigem Porphyrdach und (im Westen) triasisch-liasischem Gewölbeschluss – scheidet. Die Störung hat geradlinigen Verlauf mit geringwertiger südlicher Ausbuchtung gegen das Valganna und bruchmässigen Querverstellungen bei Marzio und im Raume des Seearmes von Brusimpiano. In ihrem Westende, in der Engschlucht des R. Droveda bei Cabiaglio, wo sich das Campo dei Fiori-Gewölbe schliesst, ist der Verwerfungsbetrag nur mehr einige Meter, und im noch erfassbaren Nordostende am San Salvatore dürfte die Verwerfung sich in zwei Äste gabeln (bei Ciona), die eine Scholle des „Porphyraufbruchs“ einschliessen²⁾. Kann nun im Sinne STAUBS der Marzio-Verwerfung der Charakter einer Faltenverwerfung oder einer Mittelschenkelstörung, unter welche die anschliessenden nördlichen Muldenteile einbiegen, gegeben werden?

Auf die ganze Erstreckung bietet sich leider kein genügend tiefer, querverlaufender Geländeeinschnitt oder sonst günstige Intersektion, die erlauben würde, ein tieferes Rückbiegen der meist saiger stehenden Störung – eher Übergänge in Nordfallen – erkennen zu können. Dazu kommt, dass im Nordflügel auf der ganzen Länge die Schichtköpfe der Trias-Lias-Serie der Kalk- und Dolomitzone der Störungslinie zugekehrt sind (45–60° NNW-Fallen, im NE teils steiler). Dies, im Verein mit der Oberflächengestaltung, führt dazu, die Längsstörung als reine Vertikaldis-

¹⁾ Von der Wiedergabe der hergestellten tektonischen Karte (1:25000) und der entworfenen Profilsereien (1:12500) muss hier abgesehen werden. Zur allgemeinen Orientierung und zur Lozierung der zu besprechenden Profildreiecke dienen Teilstücke des Gebietes umfassende Karten- und Profiltafeln wie: DE SITTER, 1939, Taf. IV, LEUZINGER, 1926, Taf. I–III, VAN HOUTEN, 1929, Taf. I–II; ferner die Karten von RASETTI (1897) und NANGERONI (1932) sowie die Blätter Varese und Varallo der Carta geologica d'Italia 1:100000.

²⁾ Wohl entsprechend der „ligne de Ciona“ und „ligne du San Salvatore“ BURFORDS (1951); die Notwendigkeit jedoch, der ersteren die regionaltektonische Bedeutung einer im Gesamtbau hochwichtigen Narbe zu geben, ist nicht einzusehen.

lokation anzusehen (ableitbare Sprunghöhe > 200 m, LEUZINGER); all dies sagt somit aus, dass aus diesen Kontaktverhältnissen eine Nordvergenz im Baustil nicht abgeleitet werden kann.

2. Die Vergenzen des Querprofils

Vermittels der Prüfung einer beschränkten Anzahl von Querprofilen, geordnet in Profildreiecke³⁾, soll der bestehenden Vergenz – wenn eine solche überhaupt vorhanden – nachgegangen werden, um daraus für oder gegen die geltend gemachte Nordausrichtung aller Bauelemente Anhaltspunkte zu erhalten. Ausgehend vom Gebiet nächst der Landesgrenze (a) wird daraufhin nach W fortgeschritten (b und c), um nachher zurückkehrend in das Nordostende der insubrischen Kalkzone die Tektonik des Monte San Salvatore mit jener des Varesotto in Beziehung bzw. in Übereinstimmung zu bringen.

a) Profildreieck Brusimpiano–Marzio–Ponte Tresa

In Übereinstimmung mit LEUZINGERS schönen und zutreffenden Aufnahmen ist festzuhalten, dass die Kalkzone in zwei sich überlagernde Muldenstücke sich gliedern lässt: die südliche und tektonisch tiefere Mulde von Ardena und die nördlichere, höhere Mulde von Lavena. Während die Ardena-Mulde mit einer Schichtfolge von Untertrias bis Oberkreide der Marzio-Verwerfung im S anliegt, erscheint der Hauptdolomit der Lavena-Mulde den Muldenkernschichten (Biancone) der liegenden Einheit aufgeschoben; Klemmpakete jüngerer Schichten (Mittelschenkel?) folgen dem Kontaktsaum. Das Schichtfallen geht in beiden Mulden generell nach NNW. Aus dieser Disposition ergibt sich also die Übereinanderlagerung zweier muldenförmiger Bauelemente, was bei dem örtlich bis zu 60° ansteigenden NW einfallenden Aufschiebungskontakt eine ausgesprochene Südvergenz im Querprofil der Kalkzone dartut, was auch durch die Asymmetrie der liegenden Ardena-Mulde zum Ausdruck kommt.

Als steilgestellter Nordschenkel zur Lavena-Mulde ist die Steiflanke des Salsalto di Caslano anzusprechen; sie ist in ihrer Streichrichtung längs Querstörungen abgedreht und wahrscheinlich auch gekippt; ihr entfernteres Äquivalent, die in sich etwas gefaltete Dolomithaube des Monte la Nave, ist als Ganzes wieder mehr ausgeglichen und liegt gleicherweise auf der kristallinen Basis, die zum Massiv von Valtravaglia zusammengefasst wird und den südlichen Teil des Seengebirges ausmacht, von dessen nördlichem Komplex, dem Malcantone-Massiv, durch die Trias-Perm-Mulde des unteren Tresa-Tales geschieden. Südvergenzen sind hier nicht mehr zu erkennen.

b) Profildreieck Ghirla–Rancio–Luino

In diesem mittleren Gebietsteil (starke Alluvial- und Moränenüberdeckung) erscheint die Ardena-Mulde durch den innerhalb der Kalkzone aufkommenden kleinen „Kristallinpfropfen“ von Bedero-Valcuvia eingeengt und leichthin gedoppelt; ihr westliches Weiterstreichen durch eine bruchdurchsetzte Strecke in die in dieser Richtung sich öffnende Valcuvia-Synklinale ist nicht ausgeprägt. Die ausgeweitete und sich verflachende Lavena-Mulde behält ihre tektonisch höhere Lage, wenn auch der Charakter als Schuppe weniger deutlich zutage tritt.

Über untergeordnetere weite Faltung tritt man nach NW fortschreitend in das Valtravaglia-Massiv über; die in grosser Breite ausstreichenden vorwiegenden Para-

³⁾ Darunter wird die Gruppierung kürzerer Querprofile um ein längeres verstanden; dies ungefähr im Raume der genannten Eckpunkte.

gneise verraten einen meridional ausgerichteten, älteren Innenbau, werden aber längs der Tresa durch die in den Triasdolomiten steilschenklige Muldenzone von Bédero–Valtravaglia quer durchsetzt, wodurch der nördliche Teil des Seengebirgsmassivs (Malcantone) vom südlichen (Valtravaglia) geschieden wird. In diesem breiten Grundgebirgsausstrich kann kaum von einer alpin aufgeprägten Vergenz die Rede sein, wenn auch aus der gegenüber der nördlichen Begrenzung flacher gelagerten Triasüberdeckung des Monte la Nave eher auf eine nördliche Asymmetrie geschlossen werden könnte.

c) Profildreieck Cuvio–Laveno–Caldè

Wesentlich verschiedenartig ist das Baubild in einem westlichen Sektor der Kalkzone. Das Schuppungsdispositiv ist ersetzt durch Steilfaltung, an der die ganze, zu grosser Mächtigkeit angewachsene Schichtfolge (Liaskalke an die 1500 m) teilnimmt, dermassen auch eine topographisch markante Bergkette bedingend (San Martino–Monte Nudo–Sasso del Ferro). Es liegt die nördliche Muldenflanke zu der im S anschliessenden komplexen Valcuvia-Synklinale vor, deren Einordnung in den Gesamtbau wiederum die sich geltend machende Südvergenz andeutet. In sich ist diese breite Steilflanke durch den im W in der Streichrichtung verlaufenden Cuvignone-Bruch zweigeteilt, im E dagegen durch die hochliegende, in sie sich eintiefende Mulde von Culmine–San Martino gegliedert⁴).

Von besonderer Wichtigkeit für unsere Problemstellung ist der Umstand, dass da, wo der normale Zusammenhang zwischen der südlichen Valcuvia-Synklinale und der nördlichen kristallinen Unterlage gewahrt ist (Nordhang Cuvignone bis San Michele), die gesamte Steilflanke – und zwar besonders in der Trias – Nordfallen aufweist, das sich weiterhin auch noch in einem schmalen Porphyrband und in dem wenig aufgeschlossenen Kristallin kundgibt. Darüber spannt sich etwas weiter nördlich das Triasdach des Monte Pian Nave. Dermassen präsentiert sich das Kristallin also in einer Art Kuppelfront, deren Sedimentrand in grosser Breite nach S überliegt, wenn dies auch nur mit geringer Abweichung von der Vertikalen (Mittel ca. 70° N-Fallen). Es liegt also wieder der Hinweis auf eine sich anbahnende Südvergenz vor. In der entfernten Nordflanke des Massivs wiederholt sich die Steilstellung der Triasdolomite von Bédero–Valtravaglia, deren bruchverstellte südwestliche Fortsetzung möglicherweise in dem aufrechten Dolomitkliff von Caldè zu suchen ist.

Ein gleiches Baubild mit Südvergenz kehrt selbst auch in der südlich anschliessenden komplexen Valcuvia-Synklinale, die hauptsächlich durch Mittel- und Oberlias eingenommen wird, wieder. Aus derselben ragt die orographisch auffällige kleine Bergkette des Monte Sangiano auf. Sie enthält wieder südorientierte Bauelemente. Eine Bianconeserie führt auf kurze Strecke im Liegenden und Hangenden Radioarität bei teils steilem Nordfallen. Eine prägnant südwärtsgerichtete Faltung resultiert daraus, eine Bauanlage, die wohl auch den leicht faltbaren Domérienschichten, die die Valcuvia-Synklinale einnehmen, zugrunde liegt (starke Überdeckung!). Als etwas „unpassendes“ Endglied ragt aus dieser Zone die wie eine Halbkuppel sich ausneh-

⁴) Eine Verlängerung des Cuvignone-Bruches aus dem Tälchen von Vararo nach E in den Südrand der San Martino-Mulde bei Cantevria, wie dies VAN HOUTEN (1929) darstellt (seine „Hauptstörung von Laveno–Cantevria“), scheint uns nicht begründet. Vielmehr biegt dieser bedeutende Bruch bei Alpe Cuvignone scharf nach NW um („Querstörung Pessina“ bei VAN HOUTEN) und erreicht wohl eben südlich Caldè das Ostufer des Verbano, durch seinen Verlauf die mächtige abgesunkene Scholle der Pizzoni di Laveno umrandend. Mit dem Vergenzcharakter der Gesamtfaltung hat die Störung kaum einen mittelbaren Verband; immerhin fällt der im Schichtstreichen verlaufende Abschnitt des Cuvignone-Bruches steil nach NNW ein.

mende kleine Liaskalkkette von Arola, dann endigt die eigentliche Kalkzone am Verbano, und jenseits des Sees sieht man sich vergebens nach einer gleichartigen Fortsetzung um.

d) *Profildreieck Barbengo–Cap San Martino–Montagnola (Monte San Salvatore)*

Der Zusammenhang des anisisch-ladinischen Dolomitkomplexes des Monte San Salvatore⁵⁾ und dessen bauliche Angleichung an die schon kurz besprochene Ardena-Mulde sind allerdeutlichst, und es sind allein Querstörungen und Längszerreissungen, welche die Kalk-(Dolomit-)Zone in einzelne getrennte Glieder aufteilen. Analog ist in der Salvatore-Mulde die nordöstliche Streichrichtung – sie ist stärker nach NNE abgedreht –, die dann erst im Nordsaum nach W zu abschwengt. (Siehe auch Fig. 14, LEHNER, 1952.)

Entgegen früheren Darstellungen (z. B. in der „Geologie der Schweiz“ ALB. HEIMS) bleibt hier hervorzuheben, dass die Muldenachse einen NNE-Verlauf hat (nicht E–W) und dem sehr mächtigen Südostflügel ein verkümmerter Nordwestflügel gegenüberstehen muss. Auf der Linie Carabbia–Pazallo schneidet der Kristallinblock des Luganese (als Fortsetzung des Valtravaglia-Massivs) den steilstehenden Muldenschenkel von Carabbia ab, und in der Nordbegrenzung ist es die schon durch FRAUENFELDER (1916) hervorgehobene „Aufschiebung von Pazallo“, die eine querabgeschnittene nördliche Begrenzung bedingt. Der südöstliche Muldenschenkel erleidet südlich davon, besonders in den unteren Schichtlagen, ein nordwestliches Abdrehen und Aufbiegen, was sich in dem bekannten Scharnier von San Martino zeigt und als Intersektionsanschnitt der flexurförmig-brüskten Heraushebung der Triasmulde längs der „Pazallo-Störung“ zu werten ist.

Aus dieser Disposition ergibt sich, dass die Salvatore-Mulde das nach SE geöffnete, zwischen zwei kristallinen Blöcken eingeschlossene Endstück der kalkalpinen Hauptmulde darstellt; während im SW, im Sektor des Monte Nudo, der nördlich anliegende Kristallinblock allein in einer schwach überliegenden Steilfront zur Muldenzone in Beziehung tritt, sieht es aus, als ob der analoge Kristallinblock im Luganese kräftiger vordringt und die Kalk-Dolomit-Zone mit eher steilem NW-Einfallen überlagert (Barbengo, Sasso della Fornace⁶⁾), dann aber im Raume von Paradiso nach SE weiter vordringt. Bekannt ist, dass holländische Geologen (DOEGLAS und besonders DE SITTER, 1939) den Lias-Trias-Komplex des Monte Generoso (speziell den oberen Abschnitt) als eine durch nordwärts wirksame Unterschiebung bedingte, deckenförmig nach S vorgreifende Überschiebungsmasse aufgefasst haben – so die im Grunde genommen fragwürdige Luganeser Verwerfung nahezu ausschaltend. Nicht zu verkennen ist, dass eine solche Bewegungsrichtung und Steigerung südlicher Vergenz im Raume von Lugano recht gut in den Rahmen der hier abgeleiteten SE-Vergenz der insubrischen Kalkzone sich einfügen würde.

⁵⁾ Die grosse Schichtmächtigkeit der isoklinen Aufeinanderfolge des SE-Flügels könnte es nahelegen, in rein dolomitischen Fazies noch evtl. karnische Schichten als aufbaubeteiligt zu vermuten. Neuerlich untersuchte Muster – ich verdanke die Prüfung Dr. E. GASCHÉ (Naturhist. Museum Basel) – aus stratigraphisch höheren Schichtlagen (Kammlinie bei P. 728 m und P. 884 m) ergaben aber noch die spärliche Anwesenheit von *Diplopora annulata* SCHAFFH. nebst Solenoporaeeen, Rotalgen, Ostracoden und wenigen Foraminiferen; es liegt also noch eine ladinische Schichthöhe vor. Wohl aus der Nähe des Pian San Carlo stammen Proben, die der Kalkalgenkatalog von J. PIA enthält und die zufolge der Anwesenheit von *Teutloporella nodosa* SCHAFFH. auch auf ein ladinisches (tieferes) Niveau hinweisen.

⁶⁾ Die voluminös untergeordnete Triaskappe von Cordoglia westlich Carabbia ist in diesem Sinne als Deckserie auf der angeschobenen Valtramaglia-Masse anzusehen.

e) Das Sesia-Gebiet

Für die nähere Festlegung der tektonischen Beziehungen in der Längsrichtung bildet die Wasserfläche des Lago Maggiore ein schwierig zu behebendes Hindernis. „Wie verschluckt“ endigt am Ostufer zwischen Caldè und Arola die Kalkzone. Der breite Kristallinrücken des Westens – verallgemeinernd die Stronagneise – entspricht der Fortsetzung des Malcantone-Massivs, indem dasselbe nördlich der Triaszone von Luino eine betonte Abbiegung nach SW erleidet, welche mutatis mutandis auch für die Kalkzone vorauszusetzen ist. Wie R. STAUB mit Nachdruck betont, liegt in den Stronagneisen eine zur insubrischen Kalkzone nächstinnere Baueinheit vor, in der er die Fortsetzung der oberostalpinen Wurzelzone sieht.

Das Schichtprofil der der alten Unterlage aufliegenden – fast durchwegs die Porphyridecke – jüngeren Sedimentfolge ist merkbar abweichend gegenüber der verfolgten Zone östlich des Verbano; dazu zählt hauptsächlich das Einsetzen mit dem Hauptdolomit – teils mit klastischen Niveaus (Ispra) – und die sandig-mergelschiefrige Fazies des Lias (Monte Fenera, Torrente Giara-Roasio).

Eine Vergenzfrage stellt sich hier für die beiderseits des Sesia-Tales auf dem Porphyrrücken verstreuten Trias-Lias-Enklaven eigentlich nicht. Es sind Erosionsrelikte einer ehemals zusammenhängenden Sedimentüberdeckung, eingelassen in die ältere Unterlage und in derselben erhalten geblieben durch einseitige Bruchversenkung. So lässt sich erkennen, dass fast jeder der teils ansehnlich grossen Trias-Lias-Relikte (Sostegno-Casa del Bosco, Monte Fenera) von einer meridional verlaufenden Bruchlinie, gewöhnlich jeweilen auf der Ostseite, begrenzt wird, wie dies, von Osten nach Westen fortschreitend, für die Vorkommen von Maggiora, Monte Fenera, Crevacuore, Bocchetta Guardabosone, Sostegno-Roasio der Fall ist; weniger deutlich ist eine solche Disposition für Valduggia und Gozzano.

Eine räumliche Annäherung dieser verstreuten Deckschichten an die insubrische Kalkzone – aber keine tektonische Verbindung – besteht insofern, als die Dolomitkliffe von Arona und Angera, die der abtauchenden Porphyridecke über den Stronagneisen aufliegen, auf das Ostufer des Verbano hinübergreifen; ihnen beizuordnen sind die isolierten kleinen, Westfallen aufweisenden Dolomitberge von Ispra. Eine unmittelbare Verbindung der verfolgten Bauteile der Zone des Varesotto mit der Stronazone und ihrer lückenhaften Sedimentdecke kann aber in Erwägung der faziellen Unterschiede und der regional betrachtet verschiedenartigen tektonischen Position nicht in Betracht kommen. Dies ist ein Hinweis auf das Bestehen der voran schon gefolgerten tiefgreifenden Querstörung im Raume des mittleren Lago Maggiore (Toce-Bucht-Lago di Monate-Sestocalende).

3. Rückblick und Schlussfolgerungen

Eine neuerliche Durchsicht der südlichen Kalkzone nach dem in ihr geltenden Bauplan hat ergeben, dass im Sektor des Varesotto eine nordwärts gekehrte Vergenz nicht zu erkennen ist. Vielmehr besteht einesteils eine südwärts gekehrte, schuppenförmige Übereinanderlagerung, andererseits eine starke Auffaltung mit Neigung zu südwärtiger Überkipfung, in welche Bauform auch der Kristallinrand einbezogen ist. Beides sind Grundzüge des Baustiles, dem eine Südvergenz zugrunde liegt.

Dem gleichen Bauplan fügt sich das tektonisch leichthin abgetrennte Nordostende der gleichen Zone im Monte San Salvatore, allwo als Ergebnis der südostwärts gerichteten Bewegung die schichtmächtige Triasmulde monoklinal unter die westliche Kristallinbasis einfällt, deren Vorstau nach SE so stark zur Geltung gekommen ist, dass er unter Heraushebung und transversaler Abschürfung der ganzen Muldenzone deren brüskes und stark gestörtes nordöstliches Ende bewirkt hat.

Die in Enklaven aufgeteilte Kalk- und Dolomitzone westlich des Lago Maggiore (Sesia-Gebiet) hat keinen unmittelbaren tektonischen Verband mit diesseitigen Bauelementen und fände entsprechend ihrer Lage auf den Stronagneisen bzw. Porphyren ihre relative tektonische Position im Raume des nördlicheren Seengebirges (Malcantone—Ceneri-Massiv).

Es liegt nahe, die – wenn auch nicht durchwegs in sehr prägnanter Form – abgeleitete Südvergenz mit dem Bauplan des Südalpen-Sektors östlich des Comer Sees in Beziehung zu bringen (Südüberschiebungen in der Grignagruppe, im Coltignone, im Resegone, in den Taleggio-Klippen). Ein wichtiges Zwischenglied in dieser Richtung, die Gruppe des Monte Generoso, verdient schon aus diesem Grunde eine Neubearbeitung. Sollte ein solcher tektonisch-genetischer Zusammenhang zurecht bestehen, so hebt sich gemäss dieser Anordnung und Verteilung des Baustiles ein Südalpensektor ab, der mehr oder weniger ausgeprägt vom Verbano bis zum Brembo reichen würde und in welchem der allgemeine Nordstoss im Alpenbau in eine Südüberkipfung übergegangen ist, was am ehesten auf eine tiefliegende Unterschiebung zurückgeführt werden kann. Dass im Süden dieser „Sekundärvergenz“ gerade der stärkste nordwärts ausgreifende Bogen des toskaniden Apennin liegt, ist ein weiterer Fingerzeig auf den ursächlichen Zusammenhang (Spätphase eines tiefliegenden afrikanischen Vorstosses). Tektogenetisch kann man sich die Abfolge der Vorgänge also folgendermassen vorstellen: auf eine alpin-oligozäne Hauptphase reagierte der insubrische Unterbau mehr nur massivisch (Aufsplitterung mit geringwertiger Faltung der Sedimentober-schicht); einer miozän-pliozänen Nachphase, die sich an dem versteiften Wurzelland alpiner Decken staute, gehorchte Unterbau und Oberschicht durch Rückstau und Aufsplitterung nach S, soweit der lombardische Sektor in Betracht fällt. Kommen wir also zur Ablehnung einer „Kämmung“ aller Teile unserer insubrischen Zone nach Norden, wie dies die grosszügig entworfenen Profile R. STAUBS veranschaulichen, so treffen wir uns doch vollkommen mit seiner genialen Konzeption, wenn wir die Einzelteile in einen regionalen, phasenmässig gegliederten Rahmen stellen.

Wichtigste Literatur

- BURFORD, J. A. (1951): *Les grandes lignes tectoniques du Tessin méridional*. Bollet. Soc. ticinese Sc. naturali, 45–46.
- FRAUENFELDER, A. (1916): *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*. Eclogae geol. Helv. 16.
- HARLOFF, CH. E. A. (1927): *The geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino*, Leidsche geol. Mededeel. Deel II/3 (Leiden).
- VAN HOUTEN, J. (1929): *Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore*. Eclogae geol. Helv. 22.
- LEHNER, P. (1952): *Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano*. Eclogae geol. Helv. 45.
- LEUZINGER, P. (1926): *Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganensee—Valcuvia*. Eclogae geol. Helv. 20.
- NANGERONI, L. G. (1932): *La struttura geologica del territorio della Provincia di Varese*. Ministero dell'Agricoltura e delle Foreste, 6 (Roma).
- RASETTI, E. (1897): *Il Monte Fenara di Valsesia*. Boll. Soc. geol. ital. 16 (Roma).
- DE SITTER, L. U. (1939): *Les porphyres luganois et leurs enveloppes, l'histoire des Alpes tessinoises entre Lugano et Varese*. Leidsche geol. Mededeel. Deel 11 (Leiden).
- STAUB, R. (1949): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42.
- (1951): *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. Eclogae geol. Helv. 44.

Bericht über die Exkursion (gemeinsam durchgeführt von der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft und der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft): siehe Mitt. d. Schweiz. Min. und Petr. Ges., Bd. 33/2, 1953.

Die Exkursion führte im Anschluss an die Tagung in Lugano in die Steinbrüche von Arzo unter Leitung von L. VONDERSCHMITT (7. September 1953), ins Luganeser Porphyrg Gebiet und ins kristalline Grundgebirge des Sottoceneri unter Leitung von M. REINHARD (8. und 9. September), in die Tessiner Wurzelzone unter Leitung von E. DALVESCO (10. September) und ins Pecciatal und das Gebiet des Maggia-Lappens bei Fusio unter Leitung von A. GÜNTHERT (11. September).