

Werk

Label: Periodical issue

Jahr: 1935

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1935_0014|log3

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

ABHANDLUNGEN
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN
MATHEMATISCH-PHYSIKALISCHE KLASSE. III. FOLGE, HEFT 14

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON

HANS STILLE

No. 15

DIE
GRENZE VON ALPEN UND APENNIN

MIT 6 TAFELN UND 21 TEXTABBILDUNGEN

VON

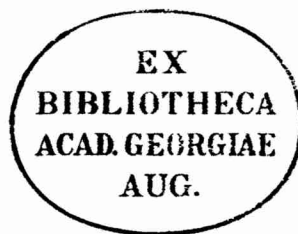
ROLF TEICHMÜLLER UND JANPETER SCHNEIDER
IN BERLIN



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1935



Vorgelegt in der Sitzung am 22. Februar 1935 durch V. M. GOLDSCHMIDT.



2.1935.55a. 2

Druck der Dieterichschen Universitäts-Buchdruckerei (W. Fr. Kaestner) in Göttingen.

Inhalt.

	Seite
Einleitung: Der Apennin — die Fortsetzung der Alpen? (R. T. u. J. S.) . . .	1
I. Der Bau des Grenzgebietes von Alpen und Apennin (J. S.) . . .	4
A. Der Deckenbau des Apennins	14
1. Die Liguriden-Überschiebung	14
2. Deckenfaltung und -verschuppung	24
B. Der Decken- und Schuppenbau der Alpen zwischen Albenga und Genua	27
1. Der Deckenbau des Finalese	27
2. Der Schuppenbau von Voltri und Voltaggio	32
C. Das Grenzgebiet im engeren Sinne (Zone von Ronco) . . .	35
Zusammenfassung	37
II. Die Entwicklung des „Ligurischen Scheitels“ (J. S.)	37
A. Das Bewegungsbild des Scheitelbereiches im Mesozoikum	
1. in der Trias	37
2. im Jura	38
3. in der Kreide	38
B. Das Bewegungsbild des Scheitelbereiches im Tertiär	39
1. Die voreozäne Orogenese der Scheitelzone	39
2. Die Bildung der beiderseitigen Flyschtröge im Eozän	42
3. Die nacheozäne Überfaltung der Flyschtröge	43
4. Jüngere Anfaltungen und posthume Bewegungen	44
Zusammenfassung	46
III. Die Stellung des „Ligurischen Scheitels“ im alpinen Orogen (R. T.)	46
A. Die Fortsetzung des Ligurischen Scheitels in den Westalpen	47
B. Die Fortsetzung des Scheitels im Tyrrhenischen Meer	48
C. Der Bogen der Westalpen und der Bogen des Nordapennins, ein Vergleich	50
Ergebnis (R. T. u. J. S.)	52
Literatur	55

Einleitung.

Der Apennin — die Fortsetzung der Alpen?

Die großen Bögen von Alpen und Apennin treffen bei Genua zusammen. Ein schmaler Höhenrücken verbindet hier beide Gebirge. Da in den Alpen und im Apennin die morphologischen

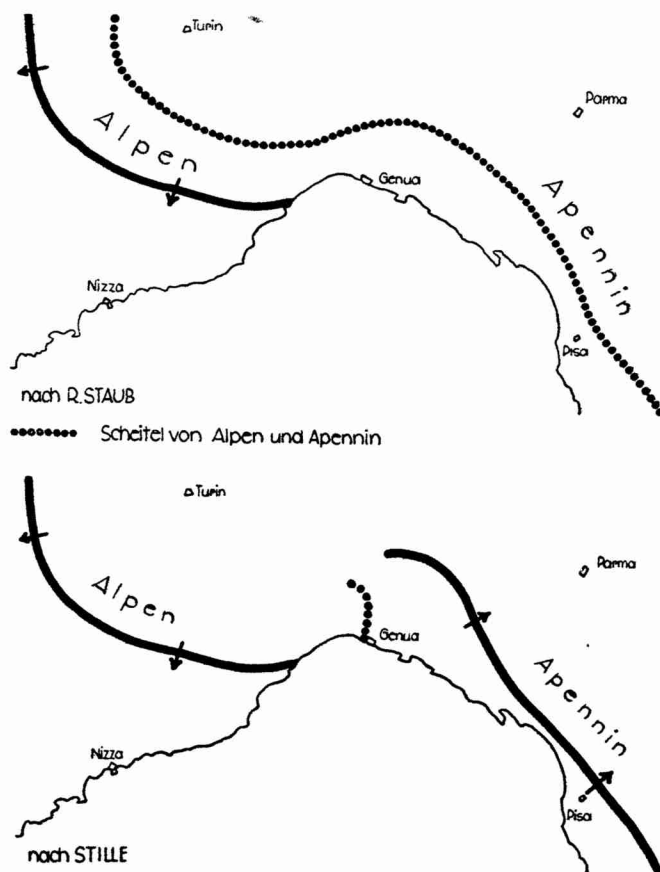


Abb. 1. Die tektonische Verbindung von Alpen und Apennin nach R. STAUB (1928) und H. STILLE (1927).

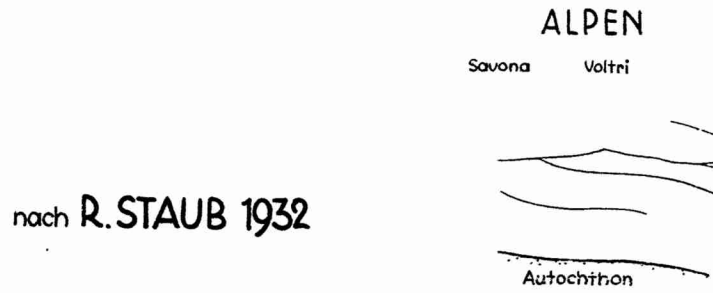
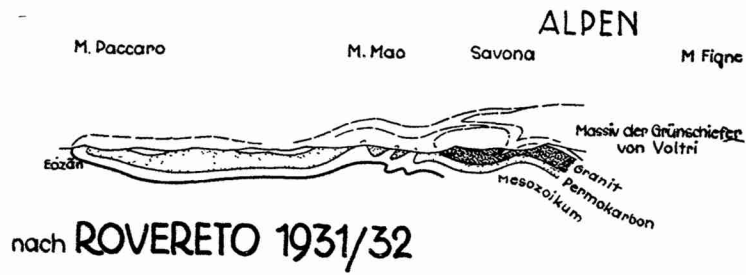
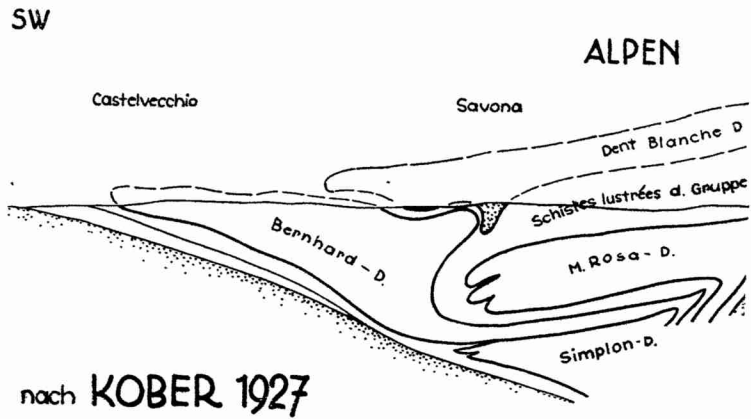
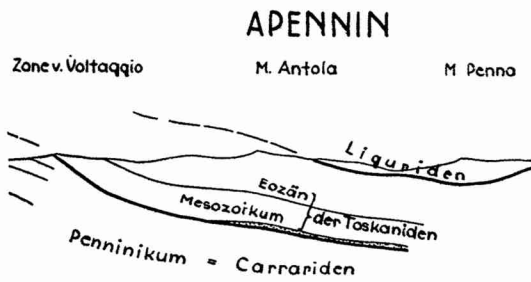
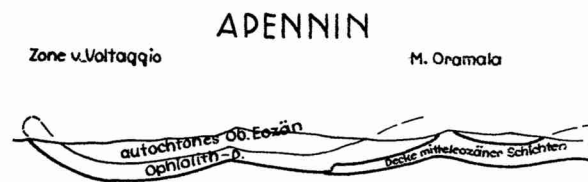
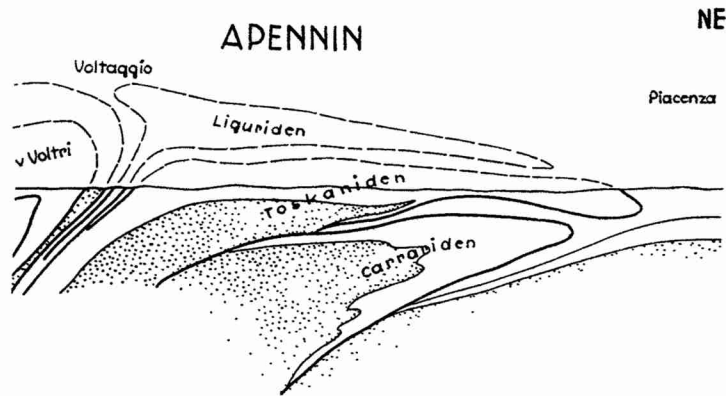


Abb. 2. Profile durch das Grenzgebiet von Alpen
 Nach KOBER wurden die Decken des Grenzgebietes von Alpen und Apennin aus einer eng gepreßten Wurzelzone bei Voltaggio herausgequetscht. ROVERETO glaubte mehrere riesige überkippte Falten



und Apennin nach KOBER, ROVERETO und STAUB.

erkennen zu können. Nach STAUB bleibt ein Profil durch das ligurische Grenzgebiet von Alpen und Apennin im Achsen-Streichen; nur infolge des Axialgefälles erscheinen im Apennin neue tektonische Einheiten.

Formen häufig den tektonischen Strukturen folgen, liegt die Annahme nahe, daß der alpine Faltenstrang von den Seealpen in den Apennin überleite. Diese Auffassung vertreten R. STAUB (1928 S. 337 und 1933 S. 127) und ROVERETO (1931 VIII, S. 25). Sie kennen zwar das N-S-Streichen nördlich von Genua, deuten es aber als einen zufälligen Erosionsrand (STAUB 1928 S. 339, ROVERETO 1922 I. S. 141). H. STILLE (1927 b, S. 310) vermutete demgegenüber, daß bei Genua eine Scheitelung Alpen und Apennin trenne (s. Abb. 1). Zu einer ähnlichen Anschauung kamen VON SEIDLITZ (1931 S. 454, 1932 S. 292) und L. KOBER. KOBER glaubte sogar eine Narbenzone erkennen zu können (1927 S. 290), wo STAUB flache Lagerung angibt (s. Abb. 2).

Die tektonische Deutung dieser Zone ist also noch stark umstritten. Darum erschien eine neue Bearbeitung des Grenzgebietes von Alpen und Apennin notwendig.

JANP. SCHNEIDER führte sie im Sommer 1933 aus. Die Gebiete östlich von Bobbio untersuchte R. TEICHMÜLLER. Ferner unternahm er vergleichende Exkursionen in den benachbarten Teilen des Nordapennins und in Korsika, um die Stellung des Grenzgebietes von Alpen und Apennin im alpinen Orogen zu klären.

Wir danken Herrn Prof. STILLE für die Anregung zu dieser Arbeit und für seine vielfache Förderung derselben im Gelände und in Berlin, sowie Herrn Prof. ROVERETO und Dr. M. AIROLDI, die dem einen von uns in liebenswürdigster Weise Gastfreundschaft im Geologischen Institut der Universität Genua gewährten.

I. Der Bau des Grenzgebietes von Alpen und Apennin.

Vorausgeschickt seien einige Bemerkungen über die Schichtenfolge des Gebietes.

Kristallin.

Westlich von Genua ist das Grundgebirge von Savona durch die Untersuchungen von ROVERETO (1909) und TERMIER-BOUSSAC (1912) bekannt geworden. Es sind vorwiegend grobkörnige Granite; dazu treten Gneise, Amphibolite und Pyroxenite. An der Stellung dieser Schichten zum Grundgebirge ist nie gezweifelt worden. — Ähnliche Kristallin-Mylonite finden sich auch östlich von Genua an der Basis der Ligurischen Decke bei Pregola, S. Margherita di Bobbio, S. Stefano d'Aveto und anderenorts (s. S. 16 f.). MERLA (1933 S. 84 ff.) parallelisierte die Granite¹⁾ an der Liguriden-Basis bereits mit den Gesteinen von Savona. Es sind Schubfetzen vom primären Unter-

1) Daß es sich bei den Graniten der Ligurischen Decke nicht um syntektonische Magmen handelt, haben MERLA und BONATTI eingehend dargelegt.

grund, da sie von Granitkonglomeraten ohne tektonische Fuge überlagert werden.

„Permokarbon“.

Auf manchen Karten wird ein größerer Schichtenkomplex zwischen Savona-Albenga und Ceva-Cuneo ins Permokarbon gestellt (ZACCAGNA 1887 S. 346 ff., SACCO 1904, Karte des Uff. geol. d'Ital. 1908 u. a.). Es handelt sich bei den fraglichen Schichten teils um Kalksandsteine (wie im Val Tanaro, Val di Mallare u. a. o.) und Felsitporphyre, teils um eine Serie von Phylliten, Serizit- und Biotitschiefern und Porphyroiden.

Außerdem treten Granite auf. So findet sich ein kleines Massiv ähnlich dem von Savona am M. Spinarda bei Garesio. Ein anderes Vorkommen nennt AIROLDI (1934 S. 169 ff.). FRANCHI (1928 a S. 30) erwähnt noch einen Granit bei Case le Volte (14 km nördlich der Küste) am T. Neva. Ein Kontakthof ist in der Nachbarschaft dieser Granite nicht bekannt geworden. — Auch bei Vado am T. Quazzola treten Granite auf. Auch hier ist es schwer, das Kristallin von Savona und das metamorphe „Permokarbon“ petrographisch zu trennen.

Durch Fossilfunde belegt ist lediglich das Permokarbon im Tanaro-Tal oberhalb von Ceva und im Valle di Mallare. ISSEL (1892 S. 407) beschreibt eine Flora aus gutgeschichteten Kalksandsteinen (gefunden von ZACCAGNA 1885, bestimmt von A. PORTIS 1887 S. 417):

<i>Pecopteris elegans</i>	}	Val Tanaro
" <i>nodosa</i>		
<i>Annularia longifolia</i>	}	Val di Malare
<i>Odontopteris obtusa</i>		

Nach freundlicher Mitteilung von W. HARTUNG entsprechen in der heute üblichen Nomenklatur:

Pecopteris elegans = *feminaeformis* STERZEL (Stephan)

Annularia longifolia = *stellata* SCHLOTH. (Westfal, Stephan)

Odontopteris obtusa = *subcrenulata* ROST (Stephan).

Die Kalksandsteine am Tanaro gehören demnach dem Stephan an.

Die Lagerungsverhältnisse des sicheren Permokarbons zu dem metamorphen Permokarbon bzw. dem prästephanen Grundgebirge sind noch unbekannt. Jedoch dürften die kristallinen Schiefer sowie die Granite prästephanisch sein.

Trias.

Südwestlich des Massivs von Savona ist Trias bei Loano (ZACCAGNA 1909 S. 7), am T. Pennavaira (ZACCAGNA 1892 S. 399), Bor-

ghetto S. Spirito (FRANCHI 1928 a S. 30) und auf der Isola di Bergoggi (ROVERETO 1932 S. 230) fossilführend nachgewiesen worden.

Über dem Grundgebirge liegen dünnbankige helle Quarzite in einer Mächtigkeit von mehr als 20 m. Größere Gerölle wurden nicht beobachtet. Auch Fossilien sind hier nicht aus den Quarziten bekannt geworden. Sie dürften jedoch mit einiger Wahrscheinlichkeit den Werfener Schichten entsprechen.

Überlagert werden die Quarzite von grauen gebankten Kalken und mächtigen Dolomiten, die in ihrem tieferen Teil Gipse enthalten (z. B. bei Isoverde im Westen von Pontedecimo). Die Kalke und Dolomite erreichen hier eine Mächtigkeit von über 170 m. In ihnen fanden sich

Encrinurus granulatus MÜNSTER Isola di Bergoggi, M. Colombino
(ROVERETO 1932 S. 230),

Encrinurus liliiformis LAM. Isola di Bergoggi (ROVERETO 1932 S. 232),

Dadocrinus gracilis v. BUCH Caprazoppa (ROVERETO 1932 S. 232).

Gyroporella vesiculifera GÜMB. Madonna del Gazzo (SACCO 1891 S. 739).

Weitere Gyroporellen entdeckte ROVERETO (1925 S. 630) bei Savona in Kalken über Triasquarziten.

Über den Kalken finden sich schwarze Letten, die mit dunklen Kalken in geringer Mächtigkeit wechsellagern. In diesen Kalken beobachteten wir am M. Torbi in der Zone von Voltaggio *Lithodendron* sp. Hier fand sich auch *Loxonema* sp. (FRANCHI 1925 b S. 287). Am T. Pennavaira sammelte ZACCAGNA (1892 S. 399) *Avicula contorta* PORTL., *Terebratula gregaria* SUESS und *Cardita munita* STOPP. Diese Schichten gehören also dem Rhät an. Die gipsführenden Dolomite dürften die karnische Stufe vertreten.

Östlich Genua ist Trias nur bei Spezia nachgewiesen: Über geringmächtigen Quarziten liegen kavernöse Dolomite. Darüber folgen dunkle Mergelkalke mit *Avicula contorta* und schließlich helle dolomitische Kalke. Die kavernösen rauchwackenartigen Kalke sind wohl die Äquivalente der mächtigen Gipse von Busana und Isoverde.

Jura.

1. Westlich von Genua.

Seit langem werden zwei Faziesbereiche unterschieden: die kalkig-brekziöse Entwicklung der Briançonnais-Zone und die Fazies der Schistes lustrées und Pietre verdi von Piemont.

Die Briançonnais-Fazies reicht von Westen bis Ceriale ins Untersuchungsgebiet. Dort sind noch mächtige neritische Kalke des Jura von ZACCAGNA gefunden worden.

Im penninischen Faziesbereich ist tieferer Jura von ROVERETO am T. Gorsexio bei Voltri nachgewiesen worden (1925 S. 632). Es handelt sich um schiefrige Kalke, in denen sich Dolomite fanden. Ähnliche Kalke überlagern bei Lencisa westlich des M. Figogna (s. Tafel 2 links) konkordant das Rhät. — Dem höheren Jura gehören die Schistes lustrées an. Es sind tonig-mergelige Schiefer mit gelegentlichen Einschaltungen von roten Hornsteinen, die bei Cesana eine oberjurassische Radiolarienfauna geliefert haben (PARONA 1890, SQUINABOL 1912). Ferner finden sich in den Schistes lustrées zahllose Grüne Gesteine (Pietre verdi). Sie erweisen sich als postliassisch (? präcenoman).

2. Östlich von Genua.

Auch hier sind zwei Faziesbereiche zu unterscheiden: der liguride und der toskanide (s. TEICHMÜLLER & QUITZOW, S. 28 ff). Dabei entspricht die tonige, an Radiolariten und Grünen Gesteinen reiche Fazies des Ligurikums dem Penninikum, während die kalkige Entwicklung des Briançonnais ihr Gegenstück im Toskanikum hat.

Im liguriden Faziesbereich ist bislang nur Oberjura nachgewiesen worden. So haben LUDWIG (1929 S. 50) und ROVERETO (1931 VIII S. 30) in den Schiefertönen („Argille scagliose“) bei Bobbio und Rovigno Kalke mit *Calpionella alpina* LORENZ beobachtet. Wir fanden diese Form, die nach CADISCH (1932 S. 255) auf Tithon und Valendis beschränkt ist, auch bei S. Margherita di Bobbio.

Ferner treten bei Rovigno im Trebbia-Tal und Borzonasco oberhalb von Chiavari 4—5 m mächtige rote Hornsteinbänke auf, die reich an Radiolarien sind. Nach ISSEL handelt es sich um die gleichen Formen, die von PANTANELLI aus Toskana beschrieben sind und von RÜST (1885 S. 273) in den Oberjura gestellt wurden. Die Radiolarite und Schiefertone von Rovigno gehören damit dem Oberjura an.

Da die Calpionellen-Kalke dicht über den basalen Granitkonglomeraten liegen, dürfte der Oberjura im liguriden Faziesbereich auf Grundgebirge übergreifen. Die Granitgerölle erreichen bei Sopra la Croce oberhalb von Borzonasco einen Durchmesser von mehr als 1 m (ROVERETO 1924 III S. 228). Die Konglomerate wechsellagern mit grauen, sandig-kieseligen Tonschiefern. — Höher stellen sich Kalke ein, die besonders in der Umgebung von Rezzoaglio durch ihre Verwitterungsform (Hantelform, „pietra incudine“) auffallen. Die ganze Serie, die etwa 250—300 m mächtig ist, umfaßt den Horizont der „Argilloscisti“ der italienischen Autoren.

Nach Nordosten gehen diese Tonschiefer in Schiefertone („Argille scagliose“) über. In den Außenzonen schalten sich in die grauen Tone ziegelrote Letten mit Toneisensteingeoden ein, wie bei Godiasco im Staffora-Tal, Rivergaro im Trebbia-Tal, Gropparello und andernorts. Diese Fazies kann, wie TEICHMÜLLER & QUITZOW nachgewiesen haben, über Parma und Bologna hinaus nach Osten verfolgt werden. Es handelt sich dabei wohl um lateritische Einschwemmungen von einer im Nordosten gelegenen Schwelle, die sich bei Parma auch in Konglomeratschüttungen offenbart.

Jurassische Eruptionen.

In der oberjurassischen Serie finden sich große Mengen von Serpentin, intrusiven Gabbros, extrusiven Diabasen, Tuffen, Tuffiten sowie groben und feinen Eruptivbrekzien. Bei S. Margherita di Bobbio beobachteten wir kontaktmetamorph veränderte Kalke, die uns in der Nähe *Calpionella alpina* LORENZ geliefert haben. Auch STEINMANN (1913 S. 572f.) erwähnt bei Aulla gefrittete Calpionellen-Kalke in einer Serpentinbrekzie. Folglich sind die Kalke wenigstens teilweise älter als die Serpentinintrusionen. STEINMANN hielt darum die Serpentine und Diabase für unterkretazisch. Jedoch fand LUDWIG (1929 S. 50) Calpionellen in Kalken, die an der Barberino-Brücke bei Bobbio auf Konglomeraten mit aufgearbeiteten Serpentin liegen. Es gibt also auch Serpentin, der älter als die Calpionellen-Kalke ist. Darum darf man wohl annehmen, daß die Eruptionen während der Ablagerung der Calpionellen-Kalke stattgefunden haben. Wenn also *Calpionella alpina* LORENZ auf Tithon und Valendis beschränkt ist, so erfolgten die Intrusionen bzw. Extrusionen in dieser Zeit.

Hinsichtlich des Altersverhältnisses von Diabas zu Serpentin läßt sich folgendes feststellen: 4 km oberhalb Rezzoaglio am Aveto (s. Abb. 3) ist eine Diabasdecke deutlich älter als der Serpentin. Andererseits beobachtet man an der Barberino-Brücke (s. Abb. 3) einen kleinen Diabas westlich der Trebbia an der Straße nach Mezzanoscotti; er durchbricht Konglomerate, die transgressiv den Serpentin überlagern. Der Diabas an der Barberino-Brücke ist also jünger als der Serpentin.

Diabas-Eruptionen fanden demnach vor und nach der Intrusion der Serpentine statt.

Alle diese Konglomerate, Schiefertone und Tonschiefer, Calpionellen-Kalke, Radiolarite und Grünen Gesteine setzen die „Ophio-

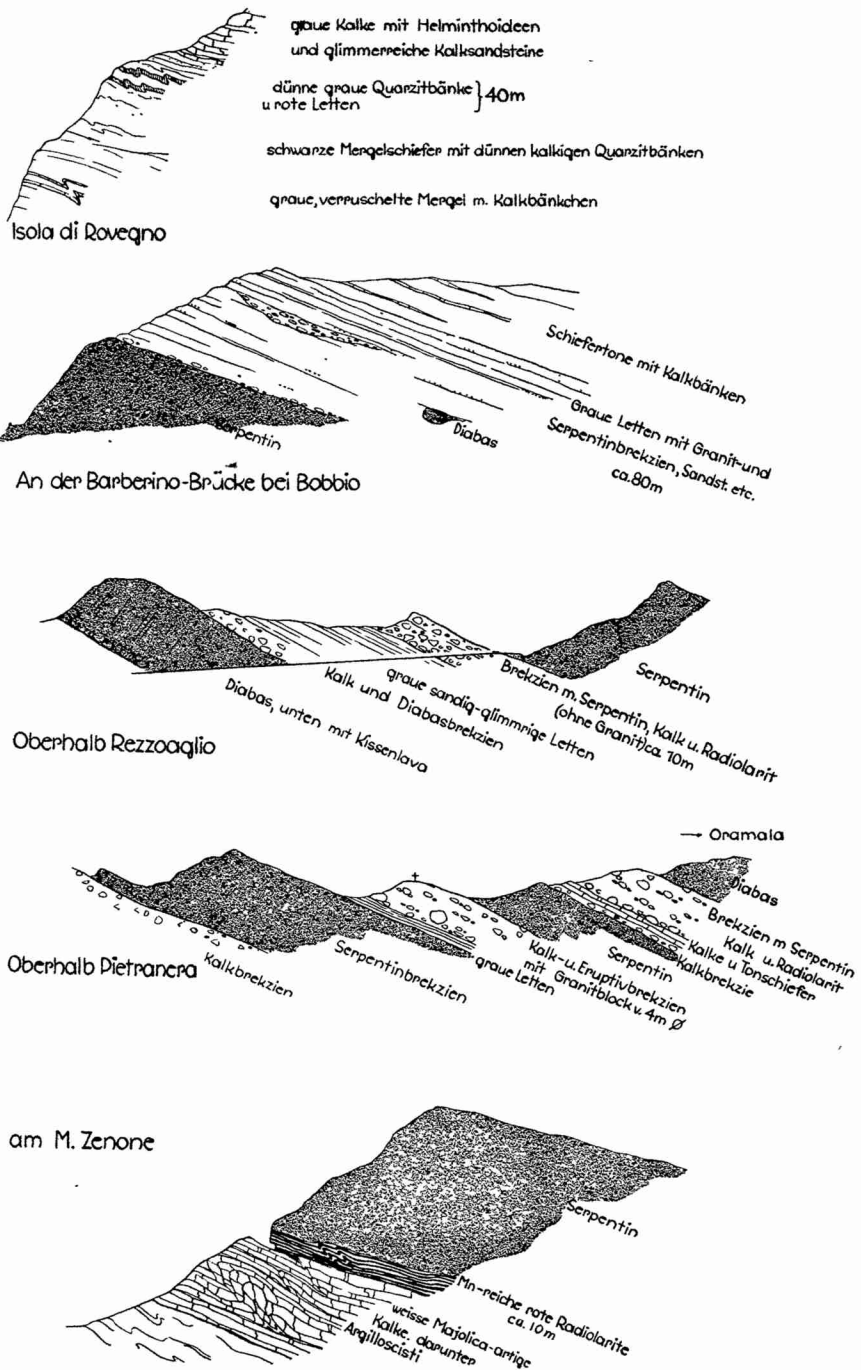


Abb. 3. Profile durch die Ophiolith-Formation.

lith-Formation“ zusammen. Im einzelnen ändert sich dabei die Schichtfolge rasch. Die Gesteine bilden nur linsenförmige Ablagerungen, die rasch auskeilen. Aber im großen ganzen bleibt die Zusammensetzung der Ophiolith-Formation doch fast die gleiche.

Im toskaniden Faziesbereich fehlen die Grünen Gesteine und klastischen Einschaltungen völlig. Stattdessen stellt sich tieferer Jura in Kalk- bzw. Mergelfazies in einer Mächtigkeit von 3—400 m ein. Im Oberen Jura treten wie im liguriden Faziesbereich Radiolarite und Majolica-artige Kalke auf.

Unterkreide.

Die Unterkreide ist im Bereich der Briançonnais-Fazies sehr geringmächtig. FRANCHI gibt von Ventimiglia folgendes Profil:

Gault	Glaukonitsande	0,40—0,50 m
Apt	Lücke	
Neokom	glaukonitische Kalke	8— 10 m

Liegendes: oolithische Korallenkalke des Tithon.

Im penninischen und liguriden Faziesbereich ist Unterkreide fossilführend nicht sicher nachgewiesen worden. Im toskaniden ist die Unterkreide als Hornsteinkalk entwickelt, so bei Spezia und Pontremoli.

Oberkreide.

Die Oberkreide der Briançonnais-Zone ist geringmächtig. Sie gliedert sich bei Ventimiglia nach FRANCHI folgendermaßen:

Hangendes: Konglomerate und Sandsteine des Eozäns	
Dan	Lücke
Senon und Turon	Kalke, Mergel und Grünsande 400 m
Cenoman	Mergel und dunkle Kalke mit <i>Acanthoceras rhotomagense</i> D'ORB. 60—80 m.
	Grüne Sande mit <i>Acanthoceras mantelli</i> Sow. 10—20 m.

Ähnlich soll die Oberkreide am M. Mondole, Colle delle Vecchie u. a. o. im Norden des Eozäns von Albenga und San Remo entwickelt sein.

Im penninischen Bereich des Untersuchungsgebietes ist keine Oberkreide mit Sicherheit nachgewiesen worden. Dagegen ist im liguriden Faziesbereich die Oberkreide in Gestalt von Mergelkalken weit verbreitet. Aus ihnen erwähnt SACCO (1891 S. 70 f., 1893 S. 21 f.).

<i>Inoceramus balticus</i>	zwischen Bosmenso u. Castellaro im ob. Stafforatal bei Varzi, bei C. Villa bei Gropallo, im Nuretal, bei Perino im Trebbiatal
----------------------------	---

<i>Inoc. cf. labiatus</i>	in Genua, Via Roma
<i>Inoc. cf. subcardissoides</i>	bei Gropparello
<i>Pachydiscus</i> sp.	bei Olcese
<i>Pachydiscus</i> sp.	im Stafforatal
<i>Pachydiscus galicianus?</i>	bei Varzi
<i>Oxyrhina mantelli</i> AG.	Rio delle Caselle b. Genua

Dazu kommen:

Inoc. relictus (ISSEL 1906 S. 36) auf den Piani del Creto; *Umtacrinus* sp. (LUDWIG 1929 S. 50) b. Bobbiano (Trebba).

Danach vertreten diese Kalke Turon und Senon. Sie erreichen bei Areglia nördlich von Bobbio eine Mächtigkeit von > 600 m, bei Sta. Margherita di Bobbio von > 700 m und am Mte. Alfeo bei Ottone von > 750 m²⁾.

Petrographisch handelt es sich um mächtige gebankte Kalke (mit Fucoiden) und Kalksandsteine. Nach Osten lassen sie sich fast bis zur Po-Senke verfolgen und ruhen auch hier in ähnlicher Mächtigkeit auf den Schiefertönen des Jura.

An der Basis der Mergelkalke liegen rote, teilweise auch grünlichgraue Letten sowie sandige und kieselige Schichten. So finden sich bei Brallo im Staffora-Tal unter den Kalken plattige Glimmersandsteine und rote und grüne Letten. Ähnliche Schichten sind westlich der Trebbia weit verbreitet. Sie treten auch bei Torriglia, Montoggio und Ronco auf. Bei Isola di Rovigno (s. Abb. 3) wechsellagern dünne graue Quarzitbänkchen mit 40 m roten Letten sowie mit kieseligen Kalken und Mergeln. Sie gehen nach oben in dunkle Helminthoideen-Kalke mit glimmerreichen Kalksandsteinen über, die dunkel aus den Felswänden herauswittern. Auch bei Scabiazza nahe Bobbio treten an der Basis der oberkretazischen Mergelkalke noch Sandsteine auf, wie bereits LUDWIG (1929 S. 53) erkannt hat.

Die Sandsteine und bunten Letten an der Basis der Mergelkalke stellen einen vorzüglichen Leithorizont dar. Sie dürfen vielleicht mit den Basalkonglomeraten der Oberkreide bei Berceto (TEICHMÜLLER & QUITZOW S. 8) parallelisiert werden. Es liegt nahe, mit diesen Schichten, die sich auf mehr als 30 km Erstreckung von Varzi bis Montoggio an der Basis der Oberkreide verfolgen lassen, die Liegendgrenze derselben zu ziehen, wie das bei der Kartierung geschehen ist.

2) In den Mergelkalken findet sich häufig *Helminthoidea labyrinthica*. Sie wurden von FRANCHI (1916 S. 263 f.) ins Eozän gestellt, weil bei Albenga helle Fucoiden-Mergelkalke mit Foraminiferen sicher eozän und petrographisch von den Schichten bei Genua nicht zu unterscheiden sind. *Helm. lab.* ist aber nicht leitend, und das kretazische Alter der Mergelkalke ist durch die Fossilien erwiesen.

Dort, wo diese Rotschiefer und Sandsteine fehlen oder tektonisch unterdrückt sind und wo sich in der Ophiolith-Formation Kalke häufiger einstellen, ist die Abgrenzung schwerer. So glaubt z. B. LUDWIG (1929 S. 53), daß die Kalke und Schiefer der Ophiolith-Formation bis in die Oberkreide reichen, da er *Uintacrinus* bei Bobbiano (15 km NNE Bobbio) in Kalken fand, die von den Calpionellen führenden Kalken der Ophiolith-Formation nicht zu unterscheiden sind.

Im toskaniden Faziesbereich ist die Oberkreide als roter Mergelkalk in einer Mächtigkeit von 100—200 m entwickelt.

Eozän.

Westlich Genua findet sich Eozän zwischen Albenga und San Remo-Ventimiglia. FRANCHI (1916 S. 263 ff., 274) und ZACCAGNA (1909 S. 6 f.) haben es im einzelnen gegliedert. Aus ihren Arbeiten und eigenen Beobachtungen ergibt sich folgende tabellarische Zusammenfassung:

Hangendes: Pliozän

- > 1500 m Sandige Schiefertone und foraminiferenreiche Mergelkalke mit *Helminthoidea labyrinthica* („Alberese“-Kalk)
- > 200 m Sandsteine wechsellagernd mit festen Kalken und schwarzen Schiefnern, zuweilen mit feinstückigem Konglomerat mit Kalk- und Kristallin-Geröllen sowie mit *Nummulites striatus* BRONGN. und *Orbitoides dispansa* SOW. — Barton.
- < 1000 m Sandige Mergel mit Lithothamnienkalken und Nummuliten des Lutets
- 80 m Quarzite und Konglomerate (am Cap S. Croce bei Alassio³⁾).
- 100 m Dünnbankige Kalke und Schiefer bei Alassio und Ceriale.

ZACCAGNA (1909 S. 20) erwähnt noch bei Zuccarello nahe Castelvecchio grobe Brekzien, Sandsteine und graue, dickbankige Kalke und Tonschiefer des Mittleren und Oberen Eozäns.

Östlich von Genua ist Eozän erst wieder aus dem Aveto- und Trebbia-Tal bekannt geworden. Ein klares Profil durch die tiefsten Schichten findet sich an der Rocca Coverera (s. Abb. 4 u. 5).

Hier liegen über geringmächtigen bunten Mergeln und Mergelkalken 300 m mächtige Konglomerate und Sandsteine (Macigno), in denen wir an dem Fossilpunkt der Abb. 4 nicht näher bestimmbare Nummuliten fanden. Darüber folgt der echte „Macigno“-sandstein (600 m). Im Hangenden nimmt der Tongehalt allmählich zu, so daß aus dem groben Sandstein das an Schwefelkies, Spongienadeln und Radiolarien reiche „Tongestein“ entsteht.

Die höheren Schichten sind beiderseits des Torrente Carlone bei Bobbio erschlossen (s. Abb. 5 oben). Auf dem Tongestein liegen

³⁾ Über die Zusammensetzung der Konglomerate s. S. 41.

hier dunkle Tonschiefer und Kalkbänke, die sich im Hangenden zusammenschließen. Sie bauen eine mehr als 400 m mächtige Folge von weißen Mergelkalken („Alberese“) auf. In sandigen Linsen fanden sich vielerorts Nummuliten des Oberlutets und Auvers, wie LUDWIG, der sich auf die Bestimmungen von SILVESTRI stützt, gezeigt hat.



Abb. 4. Das Eozänprofil an der Rocca Coverera im Aveto-Tal. Die neue Straße zur Talsperre quert die mächtigen Sandstein- und Konglomeratbänke des tiefsten Eozänflysches. Am eingezeichneten Fossilpunkt fanden sich zahlreiche Nummuliten. Das Dorf Cariseto (oben links) liegt bereits in der Ophiolith-Formation.

In der Nachbarschaft der Apuaner Alpen ist das Eozän ähnlich gegliedert und hat gleichfalls Nummulitenfaunen das Mittleren und Oberen Eozäns geliefert.

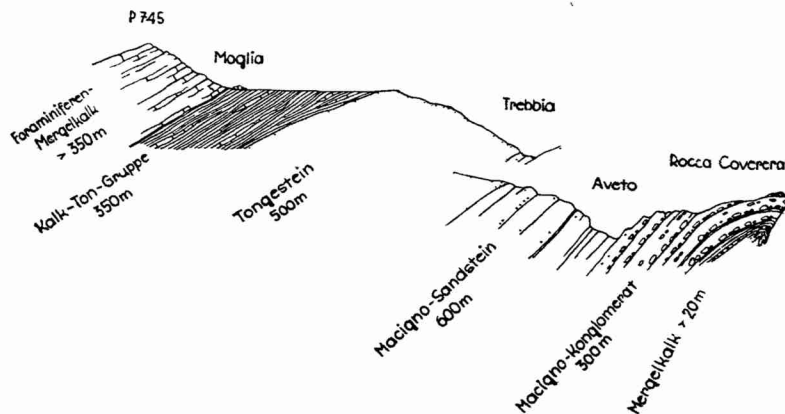


Abb. 5. Profile durch das Eozän des nordapenninen Flyschtrages. Oben im Trebbia-, unten im Aveto-Tal.

Oligozän.

Das Oligozän transgrediert im ganzen Untersuchungsgebiet. Reste der ehemaligen Bedeckung finden sich bei Sassello, S. Giustina, Celle Lig., Savignone, Ronco, Portofino und Borgotaro. Gewisse Faziesdifferenzen sind unverkennbar. So ist das Oligozän bei Savona — Celle und Ronco — Portofino reich an groben Konglomeraten. Die Gerölle sind kaum kantengerundet und erreichen einen Durchmesser von 1—2 cbm. Die Zusammensetzung schwankt und ist offenbar von lokalen Verhältnissen abhängig. Jedoch hat ROVERETO (1923 II, S. 198) bei Portofino auch Gerölle von Serizitquarziten und Glaukophangesteinen beobachtet, wie sie in der Zone von Voltri verbreitet sind. Sie weisen jedenfalls auf ein ehemaliges Festland unter der Tyrrhenis.

In der Nachbarschaft der Po-Senke treten die Konglomerate mehr und mehr zurück. Sandsteine und Tone nehmen überhand, so daß südlich Varzi und bei Godiasco das Oligozän sich fast ausschließlich aus feingeschichteten tonig-sandigen Sedimenten zusammensetzt.

Das Alter dieser Schichten ist nach ROVERETO (FRANCHI 1916 S. 276) Lattorf bzw. Rupel, nach E. HAUG (1907 II S. 1485) Rupel bzw. Chatt. ROVERETO (1900) untersuchte oligozäne Nummuliten-Faunen von Sassello und S. Giustina⁴), TELLINI (1888 S. 169f.) von Carrosio, Voltaggio, Lerma, Carcare, Cadibona, Volare, Ponzone und Pietrabissara. Schließlich erwähnt noch TERMIER (1912 S. 310) eine mitteloligozäne Fauna von Varazze, Cadibona und S. Giustina. So ist also an dem oligozänen Alter der transgredierenden posttektonischen Schichten nicht zu zweifeln.

A. Der Deckenbau des Apennins.

1. Die Liguriden-Überschiebung.

Die Überlagerung von Eozänfysch durch Mesozoikum (s. Taf. 2 rechts).

TARAMELLI unterschied 1916 im Apennin von Piacenza drei Horizonte, die er dem Eozän zurechnete:

3. Mergelkalkgruppe,
2. Serpentinegruppe (= Ophiolith-Formation),
1. Sandsteine und Tonschiefer mit Nummuliten.

4) CL. PARISCH (1907) stellte eine Nummuliten-Fauna aus der Gegend von Voltaggio und Carrosio ins Barton. Nach den Bestimmungen der Autorin handelt es sich hier um *Nummulites miocontorta* TELL., *N. rosai* TELL., *N. boucherie* var. DE LA HARPE, *N. fichteli* MICH. und *N. intermedia* MICH. Diese Fauna entspricht jedoch dem Unter-Oligozän.

TARAMELLI kannte das Auftreten von kretazischen Fossilien über nummulitenführenden Schichten, doch zog er daraus keine tektonischen Folgerungen. SACCO (1891 S. 70 f.) stellte auf Grund von Ammoniten- und Inoceramen-Funden die höhere Serie ins Mesozoikum. LUDWIG (1929) bestätigte in der Gegend von Bobbio im Trebbia-Tal die Dreigliederung TARAMELLI's: er wies nach, daß die Ophiolith-Formation, in der er *Calpionella alpina* fand, und die Mergelkalke der Oberkreide bei Bobbio auf dem Eozän ruhen. Unklar war das Ausmaß dieser Überschiebung. Da es sich um eine lokale Aufschuppung hätte handeln können, wurde die Überschiebung verfolgt.

Dabei ergab sich folgendes (s. Taf. 2):

Allenthalben liegen in den viele 100 m tiefen Tälern der Trebbia bzw. des Aveto unten die Gesteine der Flyschserie, in deren tiefsten sandigen Schichten wir zahlreiche Nummuliten (s. S. 12) fanden und aus deren höheren, tonig-kalkigen Schichten schon lange eine reiche Fauna von Nummuliten bekannt ist⁵⁾. Diese nummulitenführenden Schichten werden nun allenthalben von der Ophiolith-Formation⁶⁾ überlagert. Die Bergkämme werden von Mesozoikum gebildet, nur in den 800 m tiefen Tälern treten die jüngeren Sedimente zutage. Besonders auffällig ist das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem eozänen Flysch in folgenden Profilen:

1. Im tief eingeschnittenen T. Carlone südlich von Bobbio liegt unten Eozän, dessen Alter durch LUDWIG's Nummulitenfunde gesichert ist. Steigt man das Tal hinauf nach Carana, so findet man oben am Bric Carana die Serpentinserie flach auf dem Flysch. Die vorspringende Bergnase wird von einer Serpentin klippe gebildet. An ihrer Basis läßt sich der Flysch rings um den Serpentin-felsen verfolgen. Hier kann kein Zweifel sein, daß der Kontakt völlig flach ist.

2. Ähnliche Profile quert man von Bobbio zum M. Gavi oder von Colli zum M. Tre Abati: Steiler Aufstieg durch den Flysch, der z. B. bei Case l'Erta (1 km östlich von Bobbio) Nummuliten

5) So fand LUDWIG (1929 S. 44) Nummuliten bei C. l'Erta zwischen Ponte Vecchio und C. Bellucchi zwischen C. Riva und dem T. Carlone, nördlich S. Cristoforo am Ostfuß des M. Penice bei Piancasale.

6) Ihr mesozoisches Alter ist durch Calpionellenfunde vielerorts bewiesen, so bei S. Margherita di Bobbio, nördlich Ponte Barberino, bei Casa Dego, Isola di Rovigno und nördlich von Mezzano Scotti (LUDWIG 1929 S. 50, ROVERETO 1931 VIII S. 30). Dazu kommt die oberjurassische Radiolarienfauna von Rovigno. — Außerdem unterlagert die Ophiolith-Formation fossilführende Oberkreide.

lieferte, — oben, hoch über dem Trebbia-Tal, auf weite Erstreckung die mesozoische Ophiolith-Formation. Auch in diesen Profilen liegen die Majolica-artigen Kalke, die Eruptivbrekzien und Grünen Gesteine der Ophiolith-Formation flach auf dem Eozänflysch.

3. Ebenso finden sich im Aveto-Tal unten Sandsteine mit Nummuliten, darüber Tongesteine und in 900—1000 m Höhe flach die Ophiolith-Formation mit ihren Serpentin und Majolica-artigen Kalken. So ist es z. B. am Ciglio della Colla im Osten, Monte delle Tane und M. Veri im Westen. Auch hier läßt sich der Kontakt rings um einen schmalen Berggrat immer in gleicher Höhe verfolgen (s. Abb. 6 und 7).

Das Bild ist stets dasselbe: tief unten nummulitenführender Flysch, hoch oben als flache Decke das Mesozoikum, das in sich stark zerschuppt ist. So liegt die Annahme einer großen Überschiebung nahe.

Granitfetzen an der Überschiebungsbahn.

Bei einer deckenartigen Überlagerung muß eine große Bewegungsbahn Ophiolith-Formation und Eozänflysch trennen. Diese

W-E

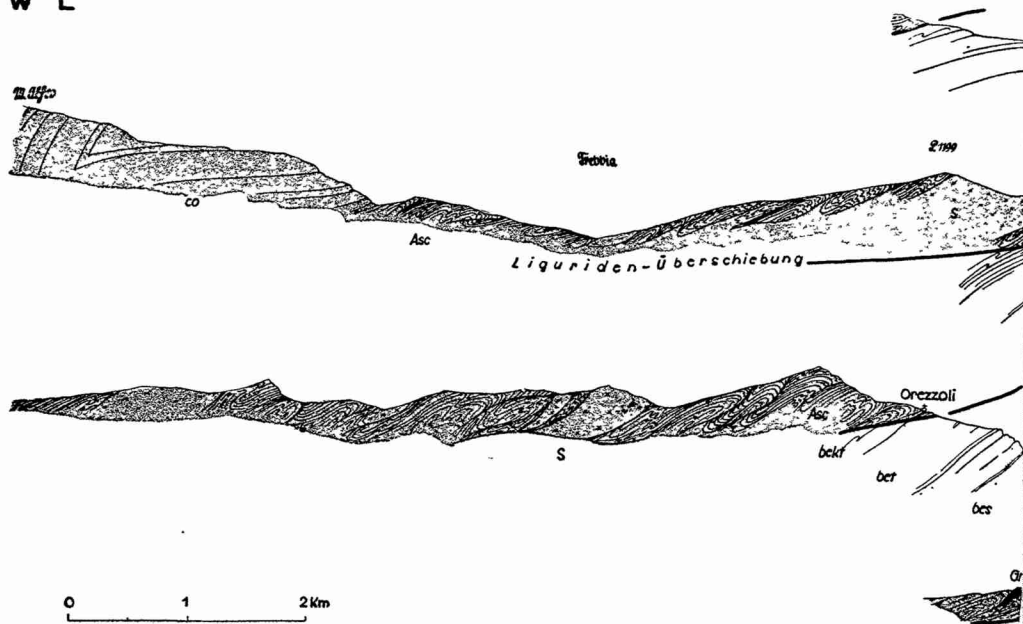
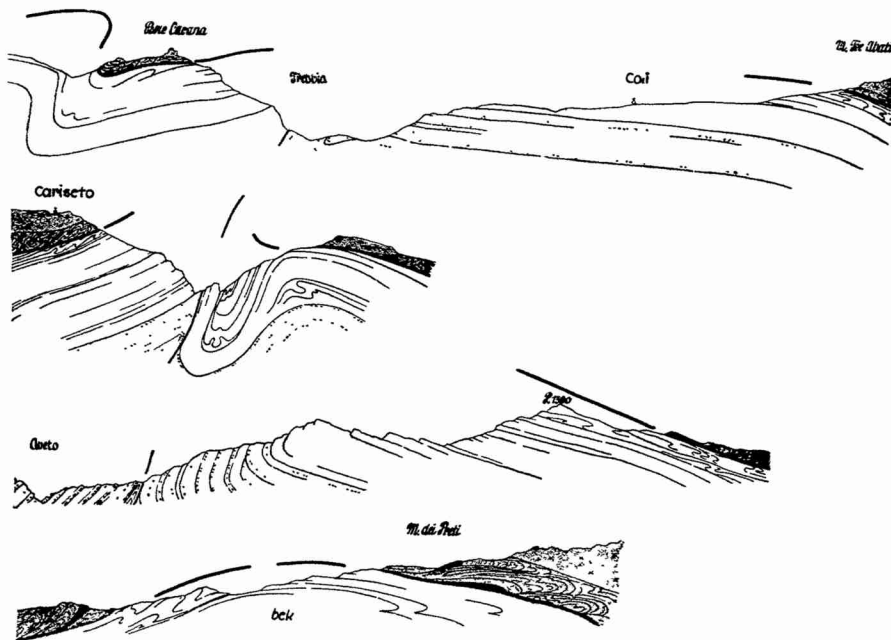


Abb. 6. Profile durch
Grau die Ligurische Decke, weiß der Eozänflysch der Toskaniden,
bes Macigno-Sandstein, bet Tongesteinshorizont des Eozäns.

findet sich in der Tat. So stellen sich am M. Veri, westlich Salsominore, über dem Eozän Mylonite ein, die vorwiegend aus Serpentinsetzen bestehen.

Besonders übersichtlich sind die Verhältnisse in der Umgebung von S. Stefano d'Aveto (s. Abb. 8). Auch hier baut die Ophiolith-Formation die Höhen auf, während das überfahrene Eozän in den Tälern zutage tritt. Zwischen Mesozoikum und Flysch finden sich eigenartige Mylonite, die sich aus zermahlenden Graniten, Kalken und Grünen Gesteinen zusammensetzen. Gelegentlich sind Granitblöcke in die Schiefer eingewalzt worden, so z. B. in einem Aufschluß 200 m nördlich Allegrezze an der Straße Rezzoaglio—S. Stefano d'Aveto (s. Taf. 5 Fig. 1—3): Hier liegt in dunklen Tonschiefern ein Block eines mylonitisierten groben Granites. Die Schiefer sind stark durchbewegt und stellenweise phyllitisch geworden. Eine Kontaktmetamorphose ist in der Nachbarschaft des Granites nicht nachzuweisen. Unterhalb der Straße (am Saumpfad, der von S. Stefano d'Aveto nach Caselle führt) sind noch mehrere große Granitblöcke in die Schiefer eingequetscht worden. Einige dieser Blöcke, die sämtlich mylonitisiert sind, haben einen



den Deckensattel am Aveto.

Asc Argilloscisti, S Serpentin der Ophiolith-Formation, co Oberkreide,
bekt Kalk-Ton-Gruppe, bek Foraminiferen-Mergelkalk.



Abb. 7. Serpentin klippe (schwarz) der Ophiolith-Formation ruht flach auf dem Tongestein des toskaniden Eozänflysches.

Madonna del Castel Sotto nördlich Salsominore d'Aveto (bei Punkt 800 der Taf. 2; vgl. Abb. 6 Profil 2 von oben, rechts).

Durchmesser von > 10 m. Auch Kalk- und Serpentinbrocken sind in die Schiefertone eingewalzt worden.

Denselben Mylonit trifft man auf dem Gipfel des M. dei Preti und bei Roncallo oberhalb von S. Stefano. Auch dort ist er reich an Graniten und Granitbrekzien. Ferner liegen die Mylonite in 2—5 m Mächtigkeit in gleicher Höhe auf dem gegenüberliegenden Rücken (1 km nordwestlich von S. Stefano). So umzieht ein wahres Pflaster von Granitmyloniten den Fensterrahmen bei S. Stefano d'Aveto.

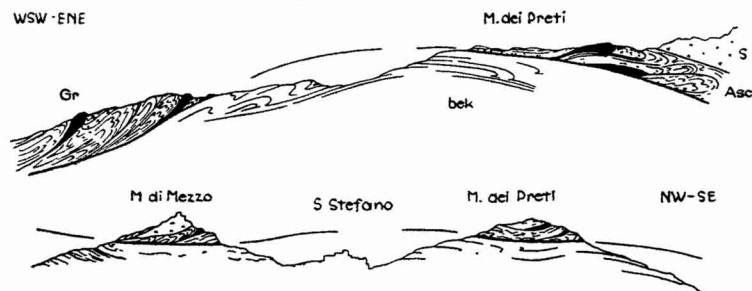


Abb. 8. Profile durch die Liguriden-Überschiebung bei S. Stefano d'Aveto.

Gr Granit, Asc Argilloscisti, S Serpentin; bek Foraminiferenmergelkalk des Eozänflysches.

Am Westrand des großen Eozänfensters von Bobbio ist es nicht anders. Klare Profile sind hier besonders bei S. Margherita di Bobbio und Pregola zu beobachten (s. Abb 9 u. 10).



Abb. 9. Die Liguriden-Überschiebung bei S. Margherita di Bobbio.

Schwarz Granit, S Serpentin, Asc Argilloscisti, be Eozänflysch.

500 m nordöstlich von Sta. Margherita di Bobbio tauchen an der Brücke über den Fosso di Massinigo Mergelkalke unter die Ophiolith-Formation. Sie sind im Graben dicht unterhalb der Grenze stark gestört (der Kontakt selbst ist an der Straße nicht aufgeschlossen). Verfolgt man die Hangendgrenze des Kalkes hangaufwärts nach Südosten, so stellen sich über den Kalken Konglomerate ein, die eine Mächtigkeit von > 10 m erreichen und sich vorwiegend aus Graniten zusammensetzen. Die Granitgerölle werden meist faustgroß, erreichen aber einen Durchmesser von > 1 m. Daneben finden sich viele Radiolaritgerölle. An der Basis dieser Konglomerate liegen zuweilen Granitblöcke, die einen Durchmesser von mehr als 30 m erreichen. So haben z. B. TARAMELLI (1878 S. 80) und MERLA (1933 S. 63f.) einen großen Granit-Felsen beschrieben am Wege, der von Sta. Margherita di Bobbio zur Cima di Valle Scura führt. Weitere nur wenig kleinere Granitschollen liegen unweit des Felsens. Auch diese Granite sind mylonitisiert. Eine Kontaktmetamorphose findet sich in der Nachbarschaft der Granite weder in den Kalken noch in den Tonschiefern.

Die Granitkonglomerate lassen sich über den kleinen Sattel südöstlich der Serpentine in das anstoßende Tälchen verfolgen. In sie schalten sich sedimentäre Kalkbrekzien ein, deren Mächtigkeit 10 m erreicht. Auf die Granitkonglomerate legt sich häufig Serpentin. Die Serpentine werden ihrerseits von Schiefertönen mit vereinzelt Kalkbänken, den typischen Argille scagliose, überlagert. Darauf folgen sandig-glimmerige Letten mit dünnen Sandsteinbänken und rote Schiefertöne, welche die Basis der Inoceramen-führenden Oberkreide von Varzi bilden. In einem Kalk in der unmittelbaren Nachbarschaft der Serpentine fanden wir *Calpionella alpina*. An dem mesozoischen Alter der Ophiolith-Formation ist also auch hier kein Zweifel möglich. Andererseits

haben die untertauchenden Kalke am M. Penice Nummuliten des tiefsten Barton geliefert.

Es muß also auch bei S. Margherita di Bobbio eine Überschiebung vorliegen. Sie kann nur an der Basis der Granite und Granitkonglomerate gesucht werden. Auf bedeutende Bewegungen weist auch die starke Zertrümmerung der Granite hin. Schließlich ist auch das Fehlen der Kontaktmetamorphose nur tektonisch zu erklären.

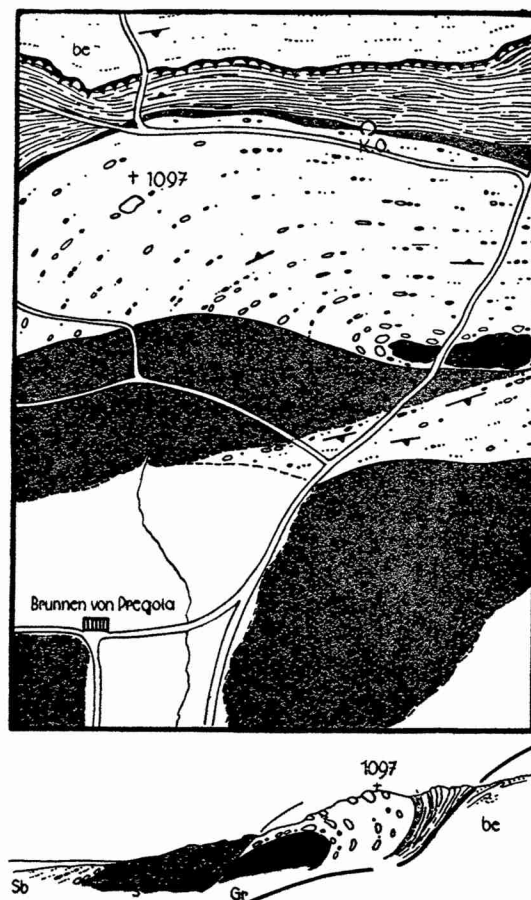


Abb. 10. Die Liguriden-Überschiebung bei Pregola.
Schwarz Granit (Gr), gestrichelt Blockkalk, grau Serpentin (S),
Sb Serpentinbrekzien, be Eozänflysch.

Nicht ganz so einfach, aber noch besser aufgeschlossen, sind die Verhältnisse bei Pregola (s. Abb. 10). Steigt man vom Punkt 1169 (zwischen Cima di Valle Scura und Piano del Colle) nach

Pregola hinunter, so beobachtet man über den Kalken und Sandsteinen des Eozän-Flysches zunächst Majolika-artige Kalke, die nördlich des zerstörten Kalkofens (K. O.) aufgeschlossen sind. Sie fallen steil ein und sind ungewöhnlich stark verruschelt, ihre Schichtflächen sind mit grünen Serizithäutchen überzogen. An der Basis der Kalke findet sich ein Mylonit, der ein Kalk- und Serpentin-gemenge darstellt und nach unten in einen mylonitisierten Serpentin übergeht. Unter diesem Serpentin treten Granitkonglomerate zu Tage. Sie bauen den Hügel 1097 auf und lassen sich hangabwärts verfolgen. Oben liegen sie flach, biegen dann aber um und tauchen steil unter den Serpentinmylonit und die Kalke unter. Sie setzen sich vorwiegend aus Granitgeröllen von Faust- bis Kopfgröße zusammen; aber auch Blöcke von > 2 m Durchmesser kommen vor.

An der Basis dieser Konglomerate finden sich beiderseits am Wege Granitschollen, die einen Durchmesser von mehr als 30 m erreichen. Auch diese sind mylonitisiert. Offensichtlich sind sie das primäre Liegende der Granitkonglomerate. Der Weg nach Pregola quert nun eine Folge von Serpentin, Diabasen und Sandsteinen, die reich an aufgearbeiteten Grünen Gesteinen sind und mit Letten wechsellagern. Die Serie fällt vom Granit weg nach Süden ein, so daß sich eine Sattelstellung der Schichten ergibt; dabei erscheint der Granit im Satteln. Nach Westen folgt eine neue Schuppe von Granitkonglomeraten, die von Serpentin überlagert wird.

Das Profil von Pregola zeigt also: Die Ophiolith-Formation ist in sich stark gefaltet und geschuppt, aber auch hier liegt der Granit an der Basis der Ophiolith-Formation; er wird primär von Granitkonglomeraten überlagert; jede Spur von Kontaktmetamorphose fehlt in den benachbarten Schiefen und Kalken, der Kontakt kann also nur tektonisch sein. Der Granit gehört offenbar dem vormesozoischen Grundgebirge an.

Aus diesen Profilen ergibt sich, daß die Ophiolith-Formation von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert und auf das Eozän überschoben worden ist. Dabei sind gelegentlich Fetzen des Grundgebirges mitgeschleppt und mehr oder weniger in die Ophiolith-Formation eingewickelt worden.

Abscherungen sind auch innerhalb der Ligurischen Decke häufig. Einer der wichtigsten Abscherungshorizonte liegt an der Basis der Oberkreide: die dickbankigen Mergelkalke sind von den Schiefertönen im Liegenden abgeglitten. Der Gegensatz zwischen der relativ

ruhigen Lagerung der Kalke und der wirren Kleintektonik der Argilloscisti ist z. B. westlich von Isola di Rovigno gut zu beobachten. Ähnliche Verhältnisse finden sich in der Umgebung von Laccio, 5 km südlich von Torriglia, und an der Straße Torriglia—Laccio (s. auch Tafel 6 Fig. 2 u. 3). — Auch die Serpentinlinsen und Diabasdecken sind von den Tonschiefern abgeschert, so daß oftmals der primäre Kontakt verwischt ist. Das haben schon ROVERETO (1923 II S. 250 Abb. 6) und MERLA (1933 S. 51) gezeigt.

Ohne eine Überschiebung bleiben auch die Abweichungen im Achsenstreichen unverständlich; streichen doch in der Umgebung des südlichen Fensterrahmens die Gesteine des Eozänflysches N 30—40° W, in der Decke dagegen meist N 120—130° W.

Ferner werden durch die Überschiebung häufig die Schichten der liegenden Scholle diskordant abgeschnitten, so daß der Reihe nach unter der Ophiolith-Formation die einzelnen Horizonte des Eozäns verschwinden. So tauchen am Rand des Fensters von Bobbio zwischen Allegrezze und dem M. Veri nacheinander Foraminiferen-Mergelkalke und Tongesteinshorizont unter die Ophiolith-Formation (s. Abb. 6), ohne daß jemals die Andeutung eines Transgressionskonglomerates gefunden ist.

Das Fehlen der Zufuhrwege für die Grünen Gesteine.

Die Grünen Gesteine bilden zahllose, aber meist kleine Vorkommen. Die petrographische Zusammensetzung wechselt von Vorkommen zu Vorkommen. Offenbar handelt es sich um getrennte Eruptionen bezw. Intrusionen. Dafür spricht auch das häufige Auftreten von Gängen und Förderschloten in der Ophiolith-Formation (s. Abb. 11). So durchbricht ein mächtiger Diabasgang 1 km nordwestlich von Gavi bei Bobbio an der Grenze vom Majolika-artigen Kalk zum Serpentin die Kalke. Diese sind am Kontakt gefrittet und aufwärtsgeschleppt. Auch an den Sassi Neri (6 km nördlich von Bobbio) durchsetzt ein Diabasgang den Kalk, der am Kontakt gleichfalls geschleppt ist. Ein weiterer Gang findet sich nordwestlich der Pietra dei Corvi bei Bobbio.

Soviel Eruptiva und Förderschlote aber auch im Ligurikum nachweisbar sind, so ist doch niemals ein Gang beobachtet worden, der auch das Eozän durchsetzt. Dabei ist der Eozänflysch in den tiefen Aufschlüssen der Trebbia und des Aveto weithin der Beobachtung zugänglich. Die Grünen Gesteine sind also wohl von ihren Zufuhrkanälen abgeschert worden und ruhen jetzt ortsfremd auf dem Eozän.

Ergebnis.

Im Trebbia- und Aveto-Tal herrscht Deckenbau. Mit STEINMANN sei das Mesozoikum der hangenden Scholle als „Ligurische Decke“⁷⁾ bezeichnet, der Eozänflysch der liegenden Scholle sei zu den „Toskaniden“ gestellt, deren Mesozoikum bei Spezia und Pontremoli zutage tritt.

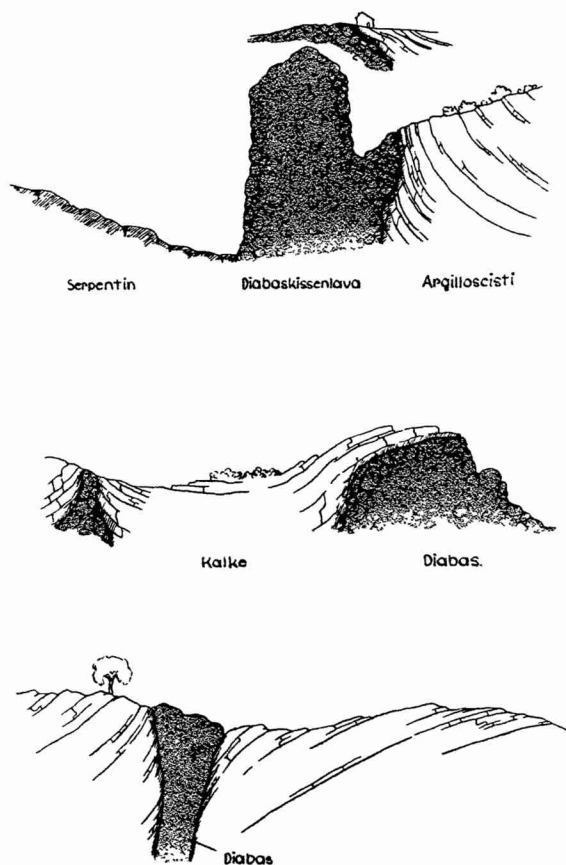


Abb. 11. Diabasgänge in den Ophiolith-Formation bei Bobbio.

Richtung der Deckenbewegung.

Das Streichen der Deckenfalten ist mit geringen Abweichungen NW—SE. Dabei vergieren die Falten durchweg nach Nordosten, wie folgende Beobachtungen zeigen.

⁷⁾ Die Ligurische Decke bzw. die „Liguriden“ entsprechen etwa der „Falda ofiolitica“ von ROVERETO (1923 VIII S. 31).

In den großen Aufschlüssen am M. Alfeo, im Val Brevenna, im T. Laccio bei Castiglione, im Trebbia-Tal bei M. Bruno, Cassiglieno, Mezzano Scotti, an der Ponte Organasco und Ponte Lencisa, bei Marsaglia sind überall große Falten mit deutlicher Vergenz gegen Nordosten aufgeschlossen. Das gleiche gilt vom Aveto-Sattel (s. Abb. 6) und von dem Schuppenbau bei Sestri-Maissana.

Im Grenzgebiet von Alpen und Apennin ist also die Vergenz wie in den benachbarten Gebieten (TEICHMÜLLER & QUITZOW S. 24) nach Nordosten gerichtet. Die Ligurische Decke dürfte also von Südwesten nach Nordosten gewandert sein.

Ausmaß der Liguriden-Überschiebung.

Die Ligurische Decke läßt sich bis Gropparello verfolgen, wo sie unter die jungen Sedimente der Po-Senke taucht. Da noch bei S. Stefano d'Aveto Eozän unter der Ligurischen Decke zutage tritt, ergibt sich als Mindestausmaß der Überschiebung 35 km.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß sich nördlich vom Fenster von Bobbio noch weitere Eozänfenster in der Ligurischen Decke nachweisen lassen werden. So könnte das Eozän vom Val Versa bei Golferenzo, welches ROVERETO (1926 V S. 126) erwähnt, vielleicht einem Fenster angehören. Tritt doch auch in der Nachbarschaft bei Borgoratto ein Granit auf, wie er häufig an der Basis der Ligurischen Decke zu finden ist (PARETO 1843 S. 244). — Vielleicht gehören auch die sandig-konglomeratischen Kalke, die oberhalb von Bettola im Nure-Tal unter der Ophiolith-Formation liegen, einem Eozänfenster an.

Das Alter der Liguriden-Überschiebung.

Das jüngste Eozän, das im Fenster von Bobbio noch überschoben ist, entspricht nach LUDWIG dem tiefsten Barton. Höheres Barton und Lud sind nicht nachgewiesen. Erst tiefes Mitteloligozän greift auf den fertigen Deckenbau über. Die Überschiebung ist also nach dem frühen Barton⁸⁾ und vor dem Mitteloligozän erfolgt.

2. Deckenfaltung und Verschuppung.

Wie das Profil der Tafel 1 zeigt, ist die Ligurische Decke nach der Überschiebung gefaltet und verschuppt worden⁹⁾. Dabei zeigen

8) STEINMANN glaubte, daß die Überschiebung an der Wende von Mittel- und Obereozän stattgefunden habe, da das Barton bereits Liguridenmaterial in Gestalt von Radiolariten und Grünen Gesteinen einschließt. Nirgends findet sich jedoch eine Diskordanz zwischen Mittel- und Obereozän. Vielmehr ist überall das Obereozän noch überschoben worden (vgl. auch S. 43).

9) Hierfür gibt es ja auch in den Alpen viele Beispiele. So sind besonders am Stirnrand der oberostalpinen Decken diese stark gefaltet und verschuppt worden.

die einzelnen Falten eine deutliche Vergenz nach Nordosten. So taucht z. B. die Ligurische Decke am Nordrand des Fensters von Bobbio steil unter die Talsohle, während sie im Süden flach absinkt. Ähnlich ist es am Bric Carana, wo die Ligurische Decke tief in den Flysch eingefaltet ist, und westlich des Mte. Penice, wo die Ophiolith-Formation intensiv mit dem Eozänflysch verschuppt ist

In den inneren Zonen erreichen diese Verschuppungen jedoch nicht das Ausmaß wie in den Randgebieten z. B. bei Travo und Rivergaro im Trebbiatal und bei Gropparello, wo Argilloscisti und Oberkreide-Kalke bei immer gleichem Einfallen miteinander wechseln (s. Abb. 12). Daß es sich hier nicht um eine Verschuppung handelt, die auf das Ligurikum beschränkt ist, beweisen die benachbarten Profile des Parma-Tales (BEHRMANN 1935); denn hier ist das toskanide Eozän noch mit in den Schuppenbau einbezogen.

Das Alter der Verfaltung und Verschuppung.

Die Verschuppung und Verfaltung begann wahrscheinlich schon vor der Überschiebung. Nur so ist es zu erklären, daß z. B. im Aveto-Fenster das Achsenstreichen über der Deckenbahn ein anderes ist als darunter und die Liguriden auf verschiedene Horizonte der Toskaniden „diskordant“ übergreifen. So sind z. B. bei Vico Soprano südwestlich- und am M. Carevolo nordöstlich vom Aveto-Sattel noch die Foraminiferen-Mergelkalke erhalten, während im Bereich des Sattels oberhalb von Salsominore die Argilloscisti der Ligurischen Decke bis auf den Tongesteinshorizont übergreifen. — Ähnlich sind die Verhältnisse beim Deckensattel des Trebbia-Fensters. Am M. Aserei (8 km SE von Bobbio) und am

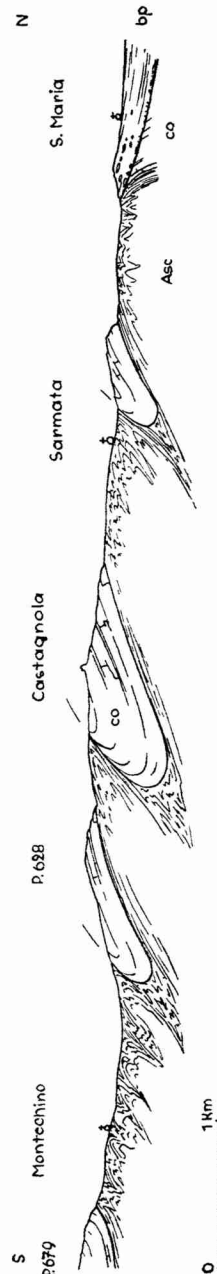


Abb. 12. Der Schuppenbau bei Montechino (Emilia).

Asc Argilloscist, co Mergelkalke der Oberen Kreide, bp transgredierendes Jungpliozän.

M. Penice sind noch Foraminiferenkalke in mehreren 100 m Mächtigkeit erhalten. Dagegen greift das Ligurikum in der Nachbarschaft des Sattelkerns am Bric Carana auf den Tongesteinshorizont und bei Viani fast bis auf den Macigno über¹⁰⁾.

Somit sind offenbar Bewegungen im Ligurikum und Toskanikum der großen Überschiebungsphase vorangegangen. Diese Faltungen stehen jedoch in engem Zusammenhang mit der Liguriden-Überschiebung, denn sie haben wie diese noch das Barton betroffen.

Da die Überschiebungsbahn noch gefaltet und verschuppt worden ist und das Mitteloligozän von Varzi bereits bis fast auf das toskanide Eozän übergreift, hat sich die eigentliche Deckenfaltung in den inneren Zonen z. T. schon vor dem Mitteloligozän ereignet. In den äußeren Zonen hat die Deckenfaltung aber auch noch das Oligozän betroffen (Taf. 6 Fig. 1). Dabei fällt auf, daß das Oligozän nur dort gefaltet ist, wo die konglomeratischen Einschaltungen gegenüber den feingeschichteten Tonen und Sanden zurücktreten. Die postoligozäne Deckenfaltung hat die präoligozänen Deckensättel z. T. noch posthum aufgewölbt, wie sich z. B. bei Godiasco zeigt (s. Abb. 13). Dort greift das Oligozän zwar diskordant auf einen Deckensattel über (bei Monastero und Cà de Franchio), ist aber seinerseits noch bis zur Senkrechten aufgerichtet. Sogar in postpontischer Zeit ist hier die Deckenfaltung wieder aufgelebt, so daß die Konglomerate des Pont noch um 30° gekippt wurden.

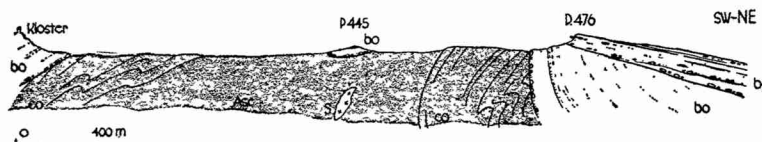


Abb. 13. Posthume Auffaltung eines präoligozänen Sattels bei Godiasco im Staffora-Tal.

Asc Argilloscisti, S Serpentin, co Mergelkalke der Oberkreide, bo oligozäne Konglomerate, so Sande, bp Konglomerate des Pont.

Gleichfalls postoligozän, ja zum großen Teil auch noch postmiozän sind die Verschuppungen am Rande der Posenke bei Rivergaro, Perino und Travo im Trebbiatal und bei Montechino (s. Abb. 12); denn in den benachbarten engen Schuppenbau von Salso-

10) Dabei ist allerdings die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß es sich hierbei um eine große Abscherung an der Basis der Decke handelt und daß der höhere Teil des toskaniden Sattels „abgehobelt“ wurde.

maggiore ist das Sarmat noch einbezogen. Erst das Piacentin transgrediert auf dem fertigen Faltenbau.

Ergebnis.

Die orogenen Bewegungen setzten im Ligurikum und Toskanikum bereits kurz vor der Überschiebung ein. Die Deckenfaltung der inneren Zonen erfolgte vormitteloligozän. In den äußeren Zonen wurden die Deckensättel späterhin wiederholt verstellt. Der Falten- und Schuppenbau ist hier besonders intensiv.

B. Der Decken- und Schuppenbau der Alpen zwischen Albenga und Genua.

1. Der Deckenbau des Finalese.

Fenster von Castelvecchio.

Aus dem oberen T. Neva nördlich von Albenga beschreibt BOUSSAC (1912 S. 208) folgendes Profil: Im tiefen Talgrund treten Perm, Trias und eozäner Flysch unter Trias zutage, welche die Höhen aufbaut und flach auf der unteren Serie liegt. Nach BOUSSAC ist das Auflager der Trias auf dem Eozän durch einen deutlichen Bewegungshorizont gekennzeichnet. Eine tiefere Scholle erscheint hier somit in einem Fenster¹¹⁾.

Bei Castelvecchio liegt demnach ein flacher Überschiebungsbau vor. Auch im Streichen der Zone wird das Eozän bei Cerialo an der Küste von einer überkippten Serie von Liaskalken und Triasdolomiten überfahren. An der Straße unterhalb Castello Borelli ist die Überschiebung aufgeschlossen. Wieder findet sich eine deutliche Bewegungsbahn.

Massiv von Savona.

Auch bei Savona haben ROVERETO (1893—1932), TERMIER & BOUSSAC (1912 S. 272) und FRANCHI (1918 S. XXXI, 1928 S. 453) Überschiebungen nachgewiesen. Nördlich von Savona tauchen am T. Lavanestra im Fenster vom Santuario Permokarbon, Triasquarzite und Triaskalke mit Gyroporellen flach unter Granit und Gneis des Grundgebirges.

11) AIROLDI bestätigte dieses Fenster in der Umgebung von Castelvecchio, Erli und Zuccarello. Leider war mir in diesem Gebiet eine genauere Kartierung nicht möglich, so daß ich die Grenzen von ZACCAGNA (1909 Taf. 1) in meine Karte übernehmen mußte.

TERMIER (1912 S. 307f.) vermutete im Granit von Savona einen zwischen Alpen und Apennin geklemmten „exotischen“ Keil. Der Granit müßte demnach auch im Hangenden von einer Störung begrenzt werden. In der Tat trennt eine große Scherfläche den Granit von seinem Hangenden. Doch ruht auf dem Grundgebirge die normale Schichtfolge des Permokarbons und Mesozoikums. So liegen bei Bandite 2 km WSW des Santuario noch abgeschertes Permokarbon und Trias auf den Graniten. Am Ostrand des Massivs sind die Abscherungen der Grünschieferserie von Voltri auf dem Grundgebirge von Savona klar erschlossen. Während bei Corona (4 km nördlich von Ellera) noch Permokarbon und Trias flach dem Grundgebirge aufliegen, sind diese Horizonte bei Vetriera an der Straße Albissola—Stella und an der Straße Sanda—Celle tektonisch unterdrückt. Hier fällt die Abscherungsbahn stellenweise steiler ein.

Permokarbon und Mesozoikum sind bei Savona also weitgehend von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert worden, aber der Granit von Savona bildet keinen exotischen Keil, sondern ist ein kristalliner Schubspan an der Basis einer Decke, die durch die mächtige Entwicklung der Grünschiefer gekennzeichnet ist. Wahrscheinlich liegt bei Savona die Grenze von Briançonnaiszone und Penninikum.

Kleinere Granitschuppen.

Außer dem Massiv von Savona gibt es im Bereich von Albenga und Finale noch kleinere Granitvorkommen am M. Spinarda bei Garessio, bei Case le Volte und im T. Quazzola westlich von Savona und anderenorts. Nach AIROLDI (1934 S. 169f.) ähnelt der Granit von Bardineto—Callizzano dem von Savona. Auch bei Bardineto und Calizzano ist der Granit an flache Überschiebungen mit mächtigen Myloniten gebunden. Damit sind wohl diese kleineren Granitmassive ähnlich dem Massiv von Savona Späne des kristallinen Untergrundes, die mit dem mesozoischen Deckgebirge verschuppt sind.

Überschiebungen an der Küste zwischen Albenga und Savona.

Ähnliche Überschiebungen finden sich vielerorts an der Küste. So sind z. B. oberhalb von Cap. S. Donato bei Finale Pia an der alten Straße Serizitschiefer des Permokarbons auf Triasdolomite überschoben worden. Ebenso überfährt am südlichen Ortsausgang von Noli Permokarbon Triaskalke. Bei Malpasso zwischen Cap

Noli und Varigotti liegt gleichfalls Grundgebirge auf Triasdolomiten (s. Taf. 3 Fig. 1). Weitere Beispiele veranschaulicht Abb. 14.

An der Küste vergieren Falten und Überschiebungen scheinbar nach allen Seiten. So geht die „Vergenz“ bei Savona nach Südwesten, bei Bergoggi nach Süden, bei Spotorno aber schon nach Norden. Bei Noli liegt Süd-„Vergenz“ vor, während am Cap Noli und bei S. Donato die Überschiebungen gegen Osten gerichtet zu sein scheinen (s. Abb. 14). Obwohl die Schichten meist flach liegen, sind die Sedimente doch tektonisch stark beansprucht worden. Zwischen Bergoggi und Spotorno ist eine überkippte Folge von Quarziten und Kalken der Trias aufgeschlossen. Mehrfach sind hier auch die Scharniere großer Falten, die isoklinal nach Südwesten überkippt sind, zu erkennen. Fast sämtliche Schichtfugen sind Bewegungsbahnen geworden. Dabei sind die Sandsteine der Unteren Trias in Quarzite umgewandelt worden, die Kalke häufig marmorisiert.

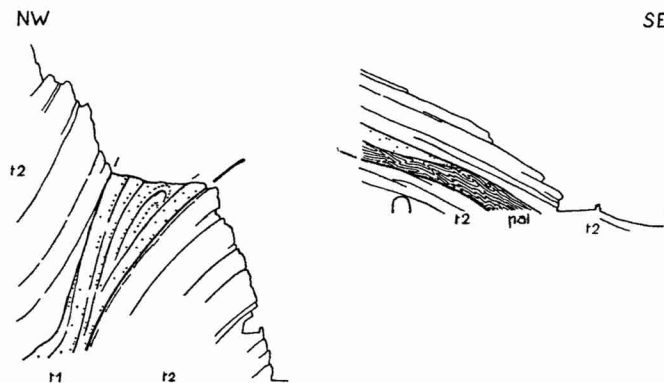


Abb. 14. Scheinbarer Vergenzwechsel im Finalese.

Links am Cap Noli, rechts bei Spotorno.

pal Paläozoikum, t 1 Quarzite der Unteren Trias, t 2 Kalke der Mittleren Trias.

Bei einfachen Verschuppungen dürfte eine derartige Dynamometamorphose kaum zu erwarten sein. Da die Bewegungsbahnen nach allen Seiten ansteigen, liegt vielmehr die Annahme nahe, daß die scheinbaren Aufschuppungen die Ausstriche von Decken darstellen, die schüsselförmig ineinander ruhen¹²⁾. Dies würde auch die Dynamometamorphose erklären. — Der überkippte Sattel, welcher bei Ceriale flach auf das Eozän überschoben ist, stellt

12) Eine große Decke hat auch ROVERETO (1932 S. 234) in diesem Gebiet angenommen.

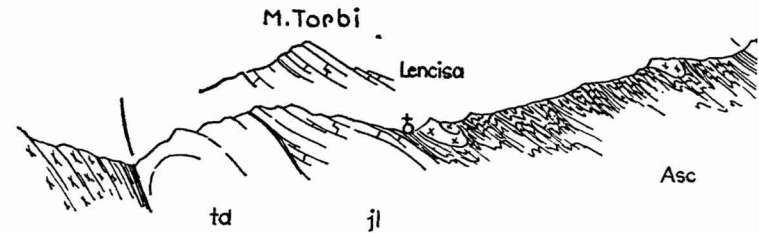
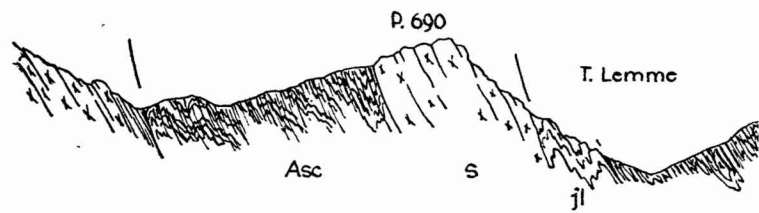
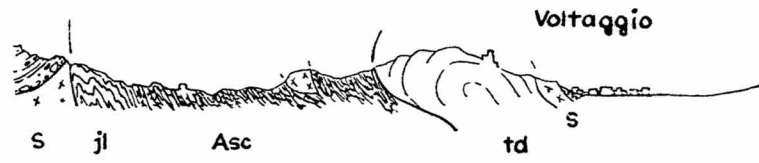
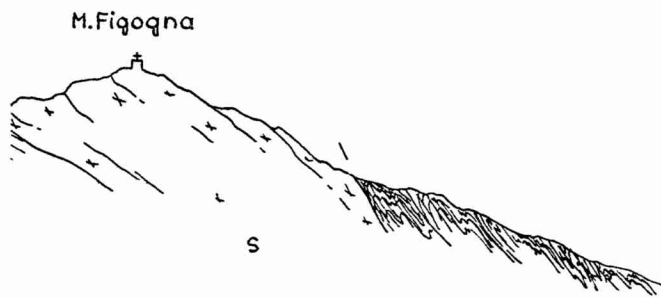
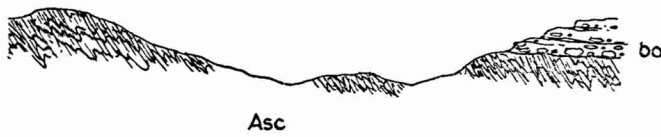


Abb. 15. Profil durch die
td Triasdolomit, jl Kalkschiefer des Unteren Jura, Asc Argilloscisti
Die Falten und Schuppen



Schuppenzone von Voltaggio.
des höheren Jura, S Serpentin, bo Oligozän-Konglomerate.
vergieren nach Westen.

vielleicht die Stirn einer solchen Decke dar. Damit wären die Bewegungen im Bereich von Finale und Savona gegen Westen bzw. Süden gerichtet. Darauf weisen auch die Scharniere zwischen Bergoggi und Spotorno.

Ausmaß, Wurzeln und Stirnen dieser Decken bedürfen aber noch weiterer Untersuchung.

2. Der Schuppenbau von Voltri und Voltaggio.

Die Zone von Voltri.

An das Deckenland des Finalese schließt sich im Osten bis Pegli die Zone der Pietre verdi an, d. h. der Grünschiefer von Voltri. Es handelt sich hierbei um ausgedehnte Massen von Serpentin und anderen Grünen Gesteinen, die zu Asbest-, Chlorit- und Epidotitschiefern umgewandelt sind. Dazu treten Glaukophangesteine und Kalkschiefer („calcescisti“).

Schieferung und Schubflächen fallen, soweit aufgeschlossen, durchweg steil nach Osten ein. Das wiederholte Auftreten von Triaskalken und Liaskalkschiefern in den Glanz- und Grünschiefern weist auf tektonische Verschuppung. Da das Grundgebirge anscheinend nicht in den Schuppenbau einbezogen ist, dürfte eine große Abscherungsbahn Grund- und Deckgebirge trennen. Bei Savona ist ja in der Tat eine entsprechende Abscherung aufgeschlossen (s. S. 27 f.).

Die Zone von Voltaggio (s. Taf. 2 und Abb. 15).

In der Zone von Voltaggio soll nach KOBER (1927 S. 290) die Narbe von Alpen und Apennin liegen. Auch ROVERETO (1929 VII S. 242) zieht hier eine scharfe Grenze: hier sollen zwei Einheiten verschiedener stratigraphischer Entwicklung und Dynamometamorphose an einer großen tektonischen Fuge zusammenstoßen. Darum sei auf diese Zone näher eingegangen.

Die Zone von Voltaggio erstreckt sich von Sestri Ponente über Isoverde bis Voltaggio. Sie ist durch eine Reihe von Triasaufbrüchen gekennzeichnet. Klare Querprofile finden sich am T. Morzone nördlich von Voltaggio sowie bei Isoverde, Gallaneto, im Rio S. Martino oberhalb von Gazzola und zwischen dem M. Figogna und dem M. Torbi. Diese Profile seien hier von Norden nach Süden beschrieben.

Bei Voltaggio stehen typische Argillocisti des Oberen Jura mit kleinen Serpentin an. Unter den Argillocisti hebt sich am Burgberg der Triasdolomit steil an Störungen heraus (s. Abb. 16).

Er bildet einen Sattel, der nach Westen überkippt ist. Der Sattel ist auf Argiloscisti überschoben worden, die unter dem mylonitisierten Dolomit vollständig zerquetscht zu Tage treten (s. Taf. 4 Fig. 2). Die Argiloscisti, die sich im Westen des Triasaufbruches finden, gleichen denen im Osten von Voltaggio. Sie führen wie diese Serpentinlinsen und lassen sich z. T. über die Triasaufbrüche hinweg mit denen östlich von Voltaggio verbinden.

Nach Westen zu stellen sich in den Argiloscisti gelegentlich verschieferte Kalke ein, die vielleicht Einlagerungen in den Argiloscisti, vielleicht auch tieferen Jura darstellen. Sie sind mit den Argiloscisti und Serpentin ver-
schuppt. Schieferung und Kleinfaltung zeigen Westvergenz. 250m westlich von Cascinetta Rosario sind die Kalkschiefer steil auf Serpentinbrekzien aufgeschoben. Der Serpentin gleicht den Grünen Gesteinen, wie sie in den Argiloscisti immer wieder auftreten. Er gehört aber schon dem großen Grünschiefergebiet an, welches sich von hier über den Mte. Tobbio bis Voltri erstreckt. Das Profil von Voltaggio zeigt also einen westvergenten Schuppenbau, in den Trias, fraglicher Lias, Argiloscisti und Grüne Gesteine einbezogen sind. Eine scharfe tektonische Fuge findet sich nicht.

Ähnlich ist das Profil am Rio Lavagetto 1 km südöstlich von Voltaggio. Die Höhe 470 wird von eng gefalteten Kalken gebildet, die stark verschiefert sind. Sie sind mit den hangenden Argiloscisti durch alle Übergänge verknüpft und stellen offenbar



Abb. 16. Posthume Aufrichtung des Oligozäns am Ostrand des Grünschiefermassivs von Voltri.
td Triasdolomit, jl Kalkschiefer des tieferen Jura, jw Argiloscisti des höheren Jura, S Serpentin,
Sb Serpentinbrekzien, bo Konglomerate des Oligozäns.

das stratigraphisch Liegende der Argillocisti dar. In der Schlucht des Rio Lavagetto sind sie auf grobkörnigen Gabbro überschoben, der eine große Linse in den Argillocisti bildet. Es folgen weitere Schuppen von Serpentin und verschieferten Kalken in den Argillocisti; schließlich sind die Argillocisti auf den Serpentin des Mte. Tobbio steil aufgeschoben.

Auch am Rio Lavagetto herrscht also ein ähnlicher Schuppenbau wie nördlich bei Voltaggio ohne Andeutung einer größeren tektonischen Narbe.

Östlich des Mte. Lavetti finden sich tektonische Mischprodukte von Kalken und Serpentin (die sogenannten „Marmore verde“ oder „Marmore Polcevera“) linsenförmig in den Argillocisti. Ähnliche Gesteine werden am Mte. Lecco abgebaut. In den großen Steinbrüchen sind zahlreiche Verschuppungen mit Argillocisti und Kalken aufgeschlossen. Das Fallen ist hier lokal gegen Westen gerichtet. Darunter folgen Kalkschiefer. Sie sind an einer größeren Störung, an der stellenweise noch Argillocisti zu Tage treten, wieder auf Grüne Gesteine überschoben.

Auch nördlich von Pietralavezzara werden Serpentinmarmore gebrochen, die in den Argillocisti liegen. Unter den Argillocisti heben sich westlich von Pietralavezzara verschieferte Kalke heraus, die auf Argillocisti und Serpentin nach Westen überschoben sind. An der Basis dieser Kalke stellen sich gipsführende Dolomite ein. Die Triasdolomite selbst bilden nordwestlich von Gallaneto einen axial nach Süden absinkenden Sattel. An seiner Westflanke stellen sich wieder schiefrige Kalke und verquetschte Serpentine und Argillocisti ein, die von Serpentin überlagert werden. Diese Serpentine gehören schon zu dem Grünschiefermassiv von Voltri.

Im Profil von Isoverde taucht die Trias im Westen und Osten unter Grüne Gesteine. Eine tektonische Störungszone größeren Ausmaßes ist daher auch in diesem Profil nicht wahrscheinlich.

Auf dem Kamm zwischen Mte. Pesucco und Mte. Larvego sind Serpentine, Argillocisti und Kalkschiefer in ständiger Wiederholung miteinander verschuppt worden. Dasselbe beobachtet man bei San Martino. Hier stellen sich noch vereinzelt Triasdolomite in steileren Schuppen ein. Auch hier ist es unklar, wo die große tektonische Grenze von Alpen und Apennin durchstreichen soll.

Am Mte. Torbi hebt sich die Trias erneut heraus. An der Basis schiefriger Kalke liegen Dolomite, die steil auf Serpentin-schiefer und Argillocisti überschoben sind. Überlagert werden

die Kalkschiefer von Serpentin-führenden Argilloscisti, die petrographisch nicht von denen im Westen zu trennen sind.

Ein ähnliches Profil findet sich nördlich von Sestri durch den Mte. Lecco. Konnte man bei den nördlichen Profilen einwenden, daß die mächtigen Serpentinmassen der Grünschieferserie von Voltri doch nur relativ kleinen Vorkommen von Grünen Gesteinen im Osten gegenüberstehen, so ist das hier im Süden anders. Der Mte. Figogna bildet den nördlichen Ausläufer einer riesigen Serpentinmasse, in der die Serpentine in der gleichen Mächtigkeit und petrographischen Entwicklung auftreten wie im „Grünschiefer“gebiet von Voltri. Auch stratigraphisch entsprechen ja die Grünen Gesteine im Westen und Osten einander (s. S. 7 ff.).

Ebenso ist der Grad der Durchbewegung beiderseits der Triasaufbrüche von Voltaggio nicht wesentlich verschieden. Wohl sind die Kalke und Grünen Gesteine der Grünschiefergruppe von Voltri oft stärker verschiefert als im Osten, aber immer wieder schalten sich in die Grünschiefer massige Serpentine, Triasdolomite und -kalke ein. Auch die Bewegung ist bei Voltri und Voltaggio einheitlich gegen Westen gerichtet.

Zwischen Voltaggio und Sestri Ponente ist somit keine scharfe Grenze zwischen Alpen und Apennin nachweisbar.

C. Das Grenzgebiet im engeren Sinne (Zone von Ronco).

Zwischen den westbewegten Schuppen von Voltri und Voltaggio und den ostvergenten Decken des Apennins, die sich bis zum Aveto verfolgen lassen, liegt das Gebiet, welches ROVERETO (1929 VII S. 250) als „Autochthon von Genua“ bezeichnet hat. In der Tat sind von hier keine größeren Überschiebungen bekannt geworden.

Auch die Durchbewegung der Schichten ist nicht mehr so stark wie bei Voltaggio: bei Ronco treten keine Glanzschiefer mehr auf. Auch Quarzgänge fehlen in dieser Zone. Stellenweise scheint im oberen Scrivia-Tal sogar überraschend ruhige Lagerung zu herrschen. Auf den ersten Blick möchte man vermuten, daß die Schichten hier gleichmäßig nach Osten hin einsinken. Eine genauere Beobachtung ergibt jedoch, daß es sich z. T. um liegende Falten handelt. So ist in einem Straßenanschnitt zwischen Borgo Fornari und Voltaggio das Gelenk einer liegenden Falte größeren Maßstabes im Streichen aufgeschlossen. An anderen Stellen zeigt sich, daß die Kalkbänke in sich stark gefaltet sind. Jede Bank ist von den begleitenden Schiefertönen abgeschert und für sich gefaltet worden.

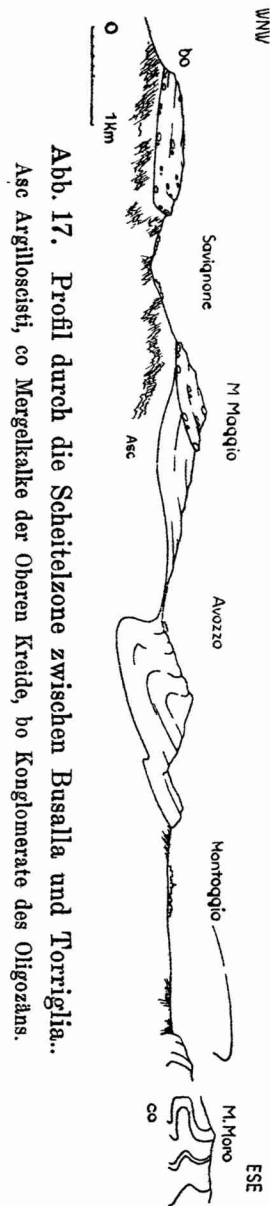


Abb. 17. Profil durch die Scheitelzone zwischen Busalla und Torriglia..
Asc Argilloscisti, co Mergelkalke der Oberen Kreide, bo Konglomerate des Oligozäns.

Die Schieferung fällt bis zur Scheitel-
linie (s. Taf. 1) nach Osten ein. Sämtliche
Kleinfalten vergieren nach Westen. Klein-
faltung und Schieferung stehen in engem
Zusammenhang (s. Taf. 4 Fig. 3). Sie sind
jünger als die größeren Falten; denn diese
werden von der Schieferung geschnitten.
Die vielen hundert Meter mächtigen Kalke
der Oberen Kreide konnten nicht in der-
selben Weise der tektonischen Beanspruchung
folgen und sind daher von den plastischen
Tonschiefern im Liegenden abgeschert worden.
Auch innerhalb der Kalke stellen sich weitere
Abscherungen ein. Die Faltung der Kalke
ist entsprechend dem Gesetz der Stauch-
faltengröße weitspanniger als die der Schiefer-
tone. An den Abscherungen sind die Kalke
in der Umgebung von Ronco dolomitisiert.

Drei Kilometer östlich von Ronco und
Busalla stellt sich deutliche Ostvergenz ein.
Auch zwischen Casella und Montoggio (s.
Abb. 17) vollzieht sich der Vergenzwechsel
in einer Zone, die kaum 1500 m breit ist.
Die Straße Montoggio—Genua quert die Zone
des Vergenzwechsels in der Höhe von Pian
del Creto etwa auf dem Paß. Der Vergenz-
scheitel ist also auf eine schmale Zone be-
schränkt. Er taucht bei Isola del Cantone
unter der Oligozänbedeckung heraus und
verläuft dann parallel zur Scrivia und Pol-
cevera etwa nord-südlich (s. Taf. 1).

Im Bereich der Zone von Ronco folgt
das Streichen auch der kleinsten Falten-
achsen ausnahmslos dem Streichen der Schei-
telung. Wo sie bei Ronco nach Nordwest
abbiegt, begleiten sie die großen Triasauf-
wölbungen bei Voltaggio im Streichen ebenso

wie die kleintektonischen Achsen in den Argilloscisti.

Das N—S-Streichen der Schichten in der Zone von
Ronco entspricht also keinem zufälligen Erosionsrande.

Zusammenfassung.

Nördlich von Genua trennt eine N—S streichende schmale Zone ein Gebiet ausgeprägter Ostvergenz von einem Bereich deutlicher Westvergenz. Es handelt sich um eine Scheitelung, welche zwischen den westvergenten (alpinen) und den ostvergenten (apenninen) Bauelementen verläuft. Die Scheitelzone ist keine eng gepreßte Narbe, sondern ein Gebiet relativ ruhiger Lagerung.

Im Osten herrscht flacher Deckenbau. Das Mesozoikum der Ligurischen Decke liegt auf weite Erstreckung über dem Eozän der Toskaniden. Auch im Westen sind flache Decken nachweisbar, so besonders in den Fenstern von Castelvecchio und Savona. Erst nahe der Scheitelzone stellen sich steilere Schuppen ein, wobei es dahingestellt bleiben muß, ob es sich um eine Verschuppung innerhalb einer autochthonen oder allochthonen Serie handelt.

Da alle Übergänge vom Penninikum ins Ligurikum von den Schistes lustrées mit ihren Pietre verdi in die gleichaltrigen Argiloscisti mit ihren Grünen Gesteinen nachgewiesen werden können, wie TERMIER & BOUSSAC schon 1911 in ihrer Arbeit über den „Passage latéral“ gezeigt haben, sind stratigraphisch Alpen und Apennin in Ligurien nicht zu trennen. Tektonisch scheidet sie die Vergenz.

Die westvergenten Alpen und der ostvergente Apennin bilden bei Genua den „Ligurischen Scheitel“.

II. Die Entwicklung des „Ligurischen Scheitels“.

A. Das Bewegungsbild des Scheitelbereiches im Mesozoikum.

1. In der Trias.

Im Westen ist die Trias vom Briançonnais bis zur Zone von Voltaggio im wesentlichen in der gleichen Fazies entwickelt: Über geringmächtigen Basalquarziten liegen mehrere hundert Meter mächtige Dolomite mit Gipsen und Kalken der Mittleren und Oberen Trias.

Im Bereich der Liguriden fehlt die Trias an der Basis des transgredierenden Oberjura. Ob die Trias hier einst vorhanden war, ist fraglich. U. W. fanden sich niemals Triasgerölle in den Basalkonglomeraten des Oberen Jura. Darum ist wahrscheinlich die Trias im Ligurikum überhaupt nicht abgelagert worden. So nähert man sich also von Westen kommend einer Schwelle.

Im Osten ist die Trias wieder reich entwickelt. Am Cerreto-Paß treten im oberen Secchia-Tal unter den Rhätkalken noch mächtige Gipse zu Tage, die von Kalken und Quarziten der tieferen Trias unterlagert werden (TEICHMÜLLER & QUITZOW 1935). Für die weite Verbreitung der salinaren Trias im Untergrund des Eozän-flysches sprechen die Solquellen, die in den Deckensätteln aufsteigen. So finden sie sich bei Salsominore im Aveto-Tal, bei Bobbio im Trebbia-Tal und bei Salice Terme und Rivanazano im Staffora-Tal. In den Apuaner Alpen (Toskaniden II) transgrediert dagegen Rhät auf Grundgebirge. So nähert man sich auch von Nordosten her einem Schwellengebiet.

2. Im Jura.

Auch der tiefere Jura ist nur im Westen (von Piemont bis in die Zone von Voltaggio) nachgewiesen worden. Er fehlt im Bereich der Liguriden. Hier transgrediert der Obere Jura auf Grundgebirge. Erst in den Toskaniden stellt sich wieder Unterer Jura ein. Irgendwelche faziellen Übergänge zwischem dem Oberjura der Liguriden und dem der Toskaniden, wo der Jura konkordant auf Rhät liegt, sind nicht nachgewiesen worden. Vielmehr weisen lateritische Einschwemmungen in den Argille scagliose nahe der Po-Ebene auf eine Schwelle hin, die das Ligurikum vom Toskanikum trennt.

So ergibt sich, daß auch im Unteren Jura zwischen dem penninischen Becken im Westen und dem toskaniden im Osten eine Schwelle bestand.

3. In der Kreide.

Obere Kreide ist in der penninischen Zone u. W. nicht mit Sicherheit bekannt geworden. Erst bei Ronco stellt sich mächtige kalkige Oberkreide ein. Sie läßt sich in den Liguriden bis zum Rand der Po-Senke verfolgen. Auch in den Toskaniden ist Oberkreide in Gestalt roter globigerinenreicher Mergel weit verbreitet. Eine Faziesverzahnung der Liguriden und toskaniden Oberkreide ist nicht nachgewiesen worden. Vielmehr deuten grobe kristalline Konglomerate, die sich bei Berceto, also nahe dem Stirnrand der Ligurischen Decke, in die Oberkreide einschalten, darauf hin, daß der Sedimentationsbereich der Liguriden und der Toskaniden durch eine kristalline Schwelle getrennt waren. Dieses Hochgebiet haben R. TEICHMÜLLER & QUITZOW (S. 32 f.) „Ostligurische Schwelle“ genannt. Im Grenzgebiet von Alpen und Apennin ist sie weithin von der ligurischen Decke überfahren worden.

Im Ligurikum scheint die Oberkreide auf dem Oberjura zu transgredieren, andererseits erreicht sie aber eine Mächtigkeit von > 700 m. Die Senkungstendenz des ligurischen Troges war also noch nicht erloschen.

In den Mergelkalken der Oberkreide stellen sich nahe der heutigen Küste mächtige Sandsteine („arenarie superiore“) ein. Diese Sandschüttungen keilen nach Nordosten aus. Die Sandschüttung dürfte daher von einer kristallinen Schwelle im Südwesten gekommen sein. TEICHMÜLLER & QUITZOW (S. 32f.) haben sie als „Westligurische Schwelle“ bezeichnet. Sie streicht nicht durch die Scheitelregion hindurch; denn hier sind ja überall noch Grüne Gesteine und Argilloscisti in großer Mächtigkeit erhalten. Die Westligurische Schwelle verschwindet also nach Norden.

Altalpidische Bewegungen haben im Untersuchungsgebiet, soweit nachweisbar, keine größere Bedeutung erlangt. Vielmehr setzten die Faltungen erst an der Wende Kreide—Tertiär ein.

B. Das Bewegungsbild des Scheitelbereiches im Tertiär.

1. Die voreozäne Orogenese der Scheitelzone.

Mancherlei Anzeichen weisen auf Bewegungen hin, die dem Eozän vorangegangen sind. So finden sich in den tieferen Horizonten des Eozäns klastische Einschaltungen von beträchtlichem Ausmaß.

Flyschkonglomerate von Alassio und Ceriale.

Bei Ceriale und Alassio treten mächtige Konglomerate auf. Es handelt sich bei Alassio (Cap S. Croce) um eine Folge von etwa 100 m mächtigen Quarziten, die bis zu 10 m mächtige grobe Konglomeratbänke einschließen. Unter den Geröllen herrschen graue dichte Kalke vor. Sie erreichen cbm-Größe und sind kaum kantengerundet. Daneben treten grüne und rote Porphyre auf, wie sie häufig im Kristallin zwischen Albenga und Savona anstehend vorkommen, sowie Granite, Staurolith- und Biotitglimmerschiefer. Vereinzelt beobachtete ISSEL (1892 S. 200) glaukonitische Kalke, die der Oberkreide entstammen.

Die Konglomerate deutete FRANCHI (1916 S. 271) als eozän; denn sie werden von grauen glimmerigen Schiefen mit Sandsteinen und Kalkbänkchen mit Hornsteinlinsen unterlagert, in denen FRANCHI (1928 S. 26) am Mte. Brugnone eozäne Nummuliten fand. Im Hinterland von Albenga, T. Neva usw., treten jedoch ähnliche Konglomerate — mit Flyschschiefern — auf (sie sind als „breccie

polygenische“ seit langer Zeit bekannt), die von FRANCHI (1925 S. 199, 1928 S. 26) mit den „Brèches du Télégraphe“ von KILLIAN parallelisiert und in den Oberen Lias bzw. höheren Jura gestellt wurden, da sie in fossilführende Liaskalke übergehen und stellenweise Marmorlinsen mit Pentacrinen einschließen sollten. Vielleicht handelt es sich dabei jedoch um eingeschupptes Mesozoikum; denn bei Ceriale gehen dieselben polygenen Brekzien durch Wechselagerung in sandige Schiefer mit kleinen Nummuliten über. Darum stellte auch ZACCAGNA (1909 S. 6 u. 17) die polygenen Brekzien¹³⁾ ins Eozän.

Bei Ceriale sind die Konglomerate ähnlich zusammengesetzt wie bei Alassio, doch herrschen Dolomite und grobe flaserige Granite vor. Diese erinnern an das Kristallin von Savona und dem M. Spinarda. Die Granitgerölle erreichen einen Durchmesser von > 1,20 m. — Nicht gefunden wurden in diesen Konglomeraten die Grün- und Kalkschiefer des dynamometamorphen Mesozoikums der penninischen Zone. Dagegen könnten die zahlreichen Porphyroide, wenn sie dynamometamorph veränderte Quarzporphyre des Permokarbons darstellen, auf präeozäne Durchbewegung hinweisen. Dasselbe gilt von den zerfaserten Graniten vom Savona-Typ. Die polygenen Brekzien von Alassio und Ceriale zeigen jedenfalls, daß im höheren Eozän in der nördlichen Nachbarschaft das Mesozoikum bereits weitgehend abgetragen war.

In der Tat greift nach ROVERETO das Eozän auf folgende Formationen über:

über Jura bei Castellermo und dem M. Nero,
über Trias bei Rocca Levina und bei Alto,
über Perm zwischen Alto und Castellermo.

Auch nach FRANCHI (1916 S. 272 ff.) ruht das Eozän in der Briançonnais-Zone bald auf Jura und Kreide, bald auf Trias und Perm, während das Eozän bei Ventimiglia zwar transgressiv, aber doch konkordant auf Oberer Kreide liegt. Da in den Eozänkonglomeraten von Alassio auch Oberkreide noch aufgearbeitet ist, dürften

13) BOUSSAC parallelisierte 1912 die polygenen Brekzien mit dem Sandstein von Annot, den er für Oligozän hielt (FRANCHI 1916 S. 210). Die Konglomerate bei Ceriale sind aber noch tektonisch stark beansprucht. Außerdem gehören die Konglomerate von Alassio in den tiefsten Teil der Flyschserie, welche bei San Remo noch isoklinal gefaltet ist. Demgegenüber ist das Oligozän aber in ganz Ligurien von keiner Faltung mehr betroffen. Wir möchten daher der Ansicht von FRANCHI zustimmen, der den gesamten Flysch ins Obereozän stellt.

ROVERETO (1932 S. 221) hält die Konglomerate für Reibungsbrekzien, jedoch enthalten sie Schiefermittel, und ihre Bestandteile sind zum großen Teil gerundet.

der Ablagerung der Eozänkonglomerate von Alassio und Ceriale stärkere iaramische Bewegungen in der Briançonnais-Zone vorangegangen sein.

Im Penninikum und Ligurikum läßt sich über eine Diskordanz zwischen Oberkreide und Eozän nichts aussagen, weil das Oligozän stets unmittelbar auf Oberkreide oder Jura transgrediert. Da die Oberkreide im Ligurikum noch heute in großer Mächtigkeit erhalten ist, dürfte dieser Bereich präeozän nicht stark aufgefaltet worden sein.

Flyschkonglomerate des Aveto-Tales.

Im Apennin finden sich mächtige Flysch-Konglomerate im Aveto-Tal zwischen Ruffinati und der neuen Talsperre. Sie wurden schon von ROCCATI (1921 S. 166 f.) und ROVERETO (1926 S. 127) beschrieben und enthalten:

- 60 % Grüne Gesteine, besonders Diabas, daneben Gabbro und Serpentin.
Die Gerölle erreichen einen Durchmesser von 0,80 m.
- 20 % kristalline und nichtmetamorphe Kalke (Durchmesser < 0,8 m).
- 10 % flaserige Gneise und Granite (Durchmesser < 1,2 m).
- 8 % Muskovitgneise (> 70 cm), Glimmerschiefer (0,5 m), Felsitporphyre mit Graniteinschlüssen (0,45 m), schwarze öglänzende Quarzite.

Radiolarite, wie sie im liguriden Mesozoikum so häufig sind, wurden bisher nicht gefunden. SACCO (1928 b, S. 11 f.) beobachtete dagegen große Blöcke eines Helminthoideen-reichen Kalkes in diesem Konglomerat. Die Kalke sind von denen der liguriden Oberkreide nicht zu unterscheiden. Trotzdem brauchen sie nicht unbedingt aus der liguriden Oberkreide zu stammen, da auch Kalkbänke, die im tiefsten Teil des Konglomerates mit roten Letten auftreten, Helminthoideen führen. Es kann sich also auch um lokale Aufarbeitungsprodukte handeln.

Die Konglomerate wechsellagern mit nummulitenführenden Sandsteinen. Sie gehören dem tieferen Eozän an. In ihrer Zusammensetzung und ihrem Reichtum an kristallinen Geröllen erinnern die Aveto-Konglomerate an das Basalkonglomerat der Oberkreide vom Berceto (s. TEICHMÜLLER & QUITZOW S. 8 f.); sie enthalten dieselben Porphy-, Granit- und Glimmerschiefergerölle. Da die Aveto-Konglomerate nach Osten auskeilen — bei Pontremoli werden die Konglomeratlinsen nur noch wenige Zentimeter dick — und im Osten das Eozän konkordant auf der Oberkreide ruht, können die Gerölle nur von Westen gekommen sein, d. h. von der Ostligurischen Schwelle, die ja auch der Sedimentlieferant des Berceto-Konglomerates ist.

Die Porphyre des Konglomerates sind unverschiefert. Auch die Tiefengesteine sind nicht gepreßt. Eine stärkere voreozäne

Dynamometamorphose hat also die Heimat der Gerölle nicht betroffen. Wohl aber dürften schwächere laramische Bewegungen stattgefunden haben; denn im Aveto-Konglomerat treten unvermittelt große Kristallinblöcke auf, während bei Spezia und Pontremoli noch mächtige Oberkreide unter dem Eozänflysch erhalten ist.

In den zentralen Teilen des Ligurischen Scheitels sind also voreozäne Bewegungen nachweisbar, während sie im Bereich der Flyschtröge fehlen oder doch sehr zurücktreten.

2. Die Bildung der beiderseitigen Flyschtröge im Eozän.

Der alpine Flyschtrogl.

Im Eozän entstand zwischen Ceriale und Ventimiglia ein großer Trogl. In ihm häufte sich der Flysch bis zu einer Mächtigkeit von ca. 3000 m an, wie ZACCAGNA (1909) und FRANCHI (1916 S. 263 f.) gezeigt haben. Der Flysch setzt sich im wesentlichen aus foraminiferenreichen Mergelkalken zusammen. Nur vereinzelt finden sich terrigene Einschwemmungen.

Die Schüttung kam vorwiegend von Osten bzw. Norden. Das ergibt sich aus der groben konglomeratischen Randfazies bei Ceriale. Die Gerölle bestehen aus Kristallin und Kalken, und zwar überwiegen in den tieferen Schichten die Kalke, in den höheren Horizonten das Kristallin. Das vormesozoische Grundgebirge wurde also im selben Maß wie der Flyschtrogl sank, aus seiner Kalkhülle herausgeschält. Die Geröllgröße nimmt nach Südwesten rasch ab: Bei Ceriale haben einzelne kristalline Gerölle noch einen Inhalt von etwa 2 m³, bei Alassio noch von 0,5 m³; bei Bordighera sind die Gerölle nur noch faustgroß.

Der Westhang des Flyschtrogl scheint weniger Detritus geliefert zu haben.

Der apennine Flyschtrogl.

Das Eozän erreicht im Fenster von Bobbio eine Mächtigkeit von etwa 2000 m. Die Fazies der Ablagerungen weist darauf hin, daß die Sedimentation nicht mit der Senkung Schritt halten konnte; denn die Sedimente sind reich an Schwefelkies und Organismen tieferen Wassers. Auf ein Gefälle zum Trogl weisen ferner die subaquatischen Rutschungen, die besonders im tieferen Macigno-sandstein an der Trebbia häufig sind, sowie die konglomeratischen Einschaltungen, die sich immer wieder — auch noch in den Foraminiferenmergelkalken des Barton am M. Penice — einstellen.

Eine deutliche Randfazies läßt sich nur im Westen des Flyschtrogl (am Aveto) nachweisen. Die Schüttung kam offenbar von

dem kristallinen Hochgebiet der Ostligurischen Schwelle. Auch die subaquatischen Rutschungen deuten auf ein Gefälle nach Nordosten bzw. Osten. Damit stimmt ferner überein, daß in dieser Richtung die Konglomerate auskeilen.

Das Auftreten von Radiolarit- und Serpenterollen im Eozänflysch des T. Carlone bei Bobbio zeigt, daß die Liguriden z. T. bereits freigelegt haben müssen. Darum glaubte STEINMANN (LUDWIG 1929 S. 62), daß der Deckenschub der Liguriden schon vor dem Barton stattgefunden habe. Das Barton ist jedoch konkordant mit dem Mitteleozän verbunden. Außerdem erweist sich die Liguriden-Überschiebung stets als postbarton.

Beiderseits des Bereiches der voreozänen Faltung entstanden also im Eozän mächtige Saumtiefen. Ihre Schichtenfolge ist verschieden, die Fazies aber die gleiche. Ein Zusammenhang beider Tröge, wie ihn SACCO (1904) auf seiner Karte annahm, ist unwahrscheinlich. Vielmehr trennte ein sedimentlieferndes Hochgebiet, das den laramisch aufgefalteten (innern) Teil des alpinen Faltenstranges umfaßt, beide Tröge.

3. Die nacheozäne Überfaltung der Flyschtröge.

Das Eozän der beiden Flyschtröge ist vom Mesozoikum überfahren worden. Diese Überschiebungen sind somit postobereozän. Das zeigen die Verhältnisse bei Ceriale, Castelvecchio und im Fenster von Bobbio. Andererseits transgrediert das Mitteloligozän auf dem fertigen Deckenbau. Die großen Überschiebungen sind somit postobereozän — prämitteloligozän. Sie gehören damit wohl der pyrenäischen Phase an.

Außer diesen Überschiebungen haben sich im gleichen Zeitraum auch noch die Faltung des Flyschs vor der Überschiebungsphase und die Faltung des fertigen Deckenpaketes ereignet (s. S. 25f.). Damit kommt der pyrenäischen Orogenese die größte Bedeutung im Bereich des „Ligurischen Scheitels“ zu.

Die Bewegungen waren im Osten gegen Osten, im Westen gegen Westen gerichtet¹⁴⁾. In der Mitte entstand eine deutliche Scheitelung. Das Mesozoikum der zentralen Zone wurde von seinem kristallinen Untergrund abgeschert und beiderseits weit überschoben. Dabei erreichen die Decken im Apennin eine Förderlänge von > 40 km.

14) Zwischen Alassio und Albenga sind die sandig-tonigen Schichten des tiefsten Eozäns noch stark geschiefert. Die Schieferungsflächen fallen nach Westen ein, auch die Kleinfaltung weist auf deutliche Ostvergenz. Es handelt sich hierbei vielleicht um eine verkümmerte Ostvergenz am Ostrande des ausgequetschten alpinen Flyschtroges.

So ergibt sich, wie schon während der Bildung der Flyschtröge, ein zweiseitiger Bau des „Ligurischen Scheitels“.

4. Jüngere Anfaltungen und posthume Bewegungen.

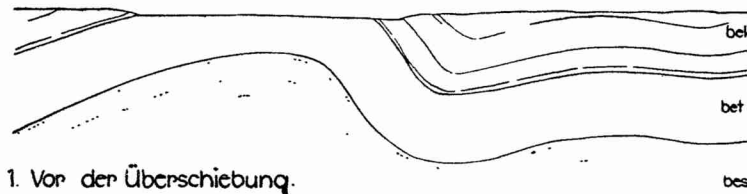
Das soeben aufgefaltete Gebirge wird bald wieder Sedimentationsbereich, wie die Transgression des Oligozäns zeigt. Die



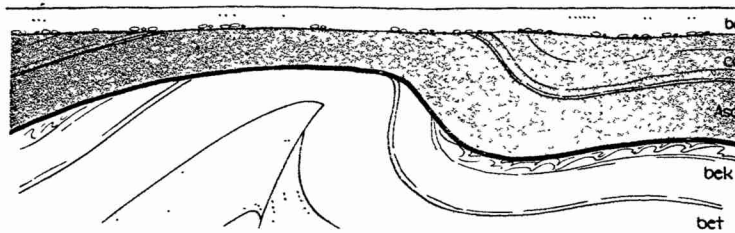
Abb. 18. Postoligozäne Verbiegungen im Grenzgebiet von Alpen und Apennin.

Grobpunktiert ist das zutagetretende Oligozän. — Die Zahlen geben an, wie hoch heute die Unterkante des Oligozäns mindestens liegt. Die beiden dicken Linien umrahmen den Bereich (grau), in dem das Oligozän heute unter dem Meeresspiegel liegt. Es ergibt sich aus dieser Zusammenstellung, daß die wichtigsten Pässe tektonisch angelegt sind und daß gerade der Bereich der beiden großen ehemaligen Flyschtröge besonders aufsteigt.

Grünschiefer-Gerölle im Oligozän von Portofino und die Kristallin-Konglomerate im Oligozän des M. Barigazzo (TEICHMÜLLER & QUITZOW S. 48) weisen auf ein großes Abtragungsgebiet im Westen unter dem Tyrrhenischen Meer. Es ist z. T. aus Glaukophangesteinen und Serizitquarziten aufgebaut, d. h. aus Gesteinen der Zone von Voltri.



1. Vor der Überschiebung.



2. Nach der präoligozänen Deckenfaltung.



3. Nach den postoligozänen Deckenfaltungen.

Abb. 19. Die posthume Auffaltung eines Deckensattels (Schema).
Für 1) und 2) liefern die Deckensättel des Hochapennins bzw. des Aveto-Tales
Beispiele, für 3) der Sattel von Godiasco.

Asc Argillocisti, co Oberkreide, bes Eozän-Sandstein, bet Eozän-Tongestein,
bek Foraminiferen-Mergelkalke des Eozäns, bo Oligozän, bp Pont.

Im Grenzgebiet von Alpen und Apennin geht die Senkung der Scheitelzone noch heute fort. Dies ergibt sich aus der geringen Höhenlage des Oligozäns im Scheitelgebiet, während beiderseits der Scheitelung gerade der Bereich der posteozen überschobenen und gefalteten Flyschtröge beträchtlich aufsteigt (s. Abb. 18).

In den zentralen Teilen des „Ligurischen Scheitels“ wurde das Oligozän wohl noch schwach verbogen, gelegentlich auch zerbrochen und an präoligozänen Störungen posthum aufgerichtet wie z. B. im T. Morsone bei Voltaggio an einer alten Schubbahn (s. Abb. 16), aber doch nirgends mehr gefaltet. In den Außenzonen ist dagegen das Oligozän noch von jüngeren Faltungen betroffen worden. Dies zeigt z. B. das Profil von Godiasco im unteren Staffortal und die Faltungen 1 km südlich von Varzi an der Straße nach Nivione (s. Taf. 6, Fig. 1). Bei Godiasco ist sogar noch das Pont in den Falten und Schuppenbau mit einbezogen worden (s. Abb. 13). Dabei wurden präoligozäne Deckensättel gelegentlich posthum aufgefaltet. Abb. 19 versucht die Entwicklung eines solchen Deckensattels zu veranschaulichen.

Zusammenfassung.

Die zentralen Teile des Ligurischen Scheitels zeigen schon im Mesozoikum eine Sonderentwicklung, die durch starken Geosynklinalvulkanismus gekennzeichnet ist. In dem zentralen Bereich des Scheitels setzten die orogenen Bewegungen zuerst ein, und zwar in der laramischen Phase. Im Anschluß an diese Faltung wurden die zentralen Teile des Scheitelgebietes aufgewölbt. Sie schütteten ihren Detritus in die beiderseits sich entwickelnden Saumensenken, die erst nach dem Eozän überschoben und aufgefaltet wurden. Diese Faltung war in der Nachbarschaft der Scheitelzone vor dem Mitteloligozän abgeschlossen. In den äußeren Zonen ist dagegen das Oligozän noch mit in die Faltung einbezogen worden, ja z. T. sogar noch das Pont posthum aufgewölbt worden.

III. Die Stellung des Ligurischen Scheitels im alpinen Orogen.

Nachdem die Grenze von Alpen und Apennin genauer festgelegt und als eine Scheitelzone bestätigt worden ist, erhebt sich die Frage nach ihrer Fortsetzung in den Alpen und dem Tyrhenischen Meer (s. Abb. 20).

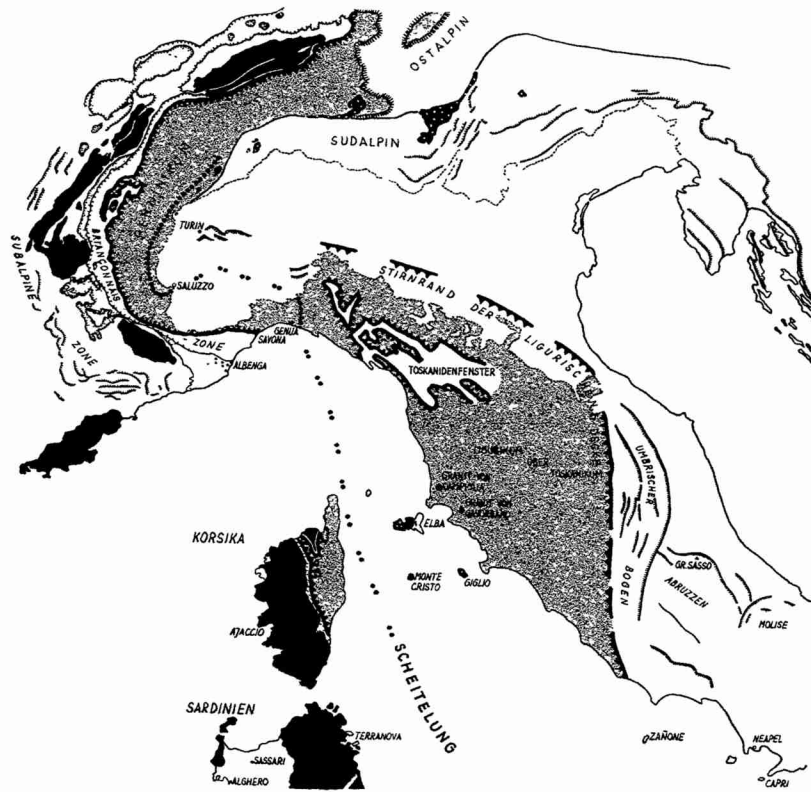


Abb. 20. Die Scheitelung von Alpen und Apennin
nach R. B. BEHRMANN, GIGNOUX, R. STAUB u. a.

Grau das penninische bzw. liguride Deckenland, schwarz mit weißen Punkten junge Tonalite, schwarz Massive des Vorlandes, des Penninikums.

A. Die Fortsetzung des Ligurischen Scheitels in den Westalpen.

Schon bei Ronco ist das Streichen des Ligurischen Scheitels nicht mehr N—S, sondern NW—SE gerichtet. Der Ligurische Scheitel biegt also — wie die Zone von Voltaggio — nach Nordwesten um. Man darf wohl annehmen, daß der Scheitel mehr oder weniger parallel dem südwestlichen Außenrand des Penninikums verläuft. Damit würde übereinstimmen, daß auch im unteren Staffora-Tal (im Apennin von Voghera) schon W—E-Streichen vorherrscht.

Die apenninischen Achsen tauchen in den Turiner Bergen wieder aus dem Quartär der Po-Senke auf. Auch hier vergieren sie wie im Apennin von Pavia nach Norden. Von besonderer Bedeutung

ist, daß 40 km östlich von Turin (bei Piancerreto) noch Serpentin zu Tage tritt, der offenbar der Ophiolith-Formation angehört. Diese Scholle erreicht nach der Kartierung von SACCO einen Durchmesser von über 1 km. Im Untergrund ist also Ligurikum bzw. Penninikum zu erwarten.

In den Turiner Bergen vergittern sich die Falten. NE—SW-streichende Achsen werden mit Annäherung an die Westalpen immer häufiger. Das gleiche Streichen kehrt zwischen Asti und Alba und bei Saluzzo wieder. Darum dürfte auch der Scheitel in den Langhien diesem Streichen folgen. Sehr klar ergibt sich das Umknicken aller tektonischen Elemente bei Saluzzo aus den Spezialaufnahmen der italienischen Geologen. Darauf hat schon ED. SUESS aufmerksam gemacht. Wo weiterhin genau der Scheitel liegt, hängt von der Deutung der penninischen Tektonik in den Westalpen ab und ist für unsere Fragestellung von sekundärer Bedeutung.

B. Die Fortsetzung des Scheitels im Tyrrhenischen Meer.

ED. SUESS hat bereits erkannt, daß die westalpinen Zonen zwischen Albenga und Genua ins Tyrrhenische Meer hinausstreichen und in Korsika wieder auftauchen. R. STAUB (1928) hat die weitgehende Ähnlichkeit in der Schichtentwicklung und dem Bau von Korsika und den Westalpen beschrieben:

Auch in Korsika läßt sich ein autochthoner Eozänflysch nachweisen, der von Triasquarziten und -dolomiten ähnlich denen der Briançonnais-Zone überschoben ist. Das korsische Penninikum mit seinen Grünen Gesteinen, Radiolariten und Calpionellenkalken gleicht dem Penninikum der Westalpen. Und auch die Parallelisierung der tertiären Sandsteine und Konglomerate der Balagne mit dem Niesen- bzw. Prättigau-Flysch der Westalpen ist nicht von der Hand zu weisen.

Über den höchsten penninischen Decken liegt nun in Korsika, wie R. STAUB eingehend dargelegt hat, eine Serie, die dem Ostalpin entspricht: Trias und Jura in kalkiger Fazies. Dabei greift der Malm bis auf Granit über — ähnlich dem Kalk der Sulzfluh. Darüber transgrediert Eozänflysch.

Auch die Schubrichtung der korsischen Decken entspricht der in den Westalpen¹⁵⁾.

15) Freilich ist auch eine Ostvergenz am Rande des korsischen Kristallins festzustellen, aber sie ist jünger. Sie steht mit der Aufwölbung des Massivs in Zusammenhang. Es handelt sich um eine Überfaltung des sinkenden Deckenlandes. Ähnliche lokale Rückfaltungen treten auch am Rand der alpinen Zentralmassive auf.

Dafür hat R. STAUB erneut Beweise gebracht. Das zeigen ferner die westvergenten Schuppen in der Zone von Palasca-Corté und die gegen Westen überfaltete Deckenmulde von S. Lucia. Außerdem greift der autochthone Eozänflysch am Ostrand des korsischen Massivs unmittelbar auf Granit über, so daß hier die mesozoischen Geosynklinalgesteine der ostkorsischen Decken schwerlich wurzeln können.

Wie die Decken der Westalpen an den Zentralmassiven branden, so stauen sich die Decken von Ostkorsika am korsardinischen Massiv. Die höchsten „ostalpinen“ Decken Korsikas können also nur von Osten gekommen sein. Östlich des penninischen Troges von Ostkorsika lag mithin einst ein Bereich litoral, lückenhafter Entwicklung, d. h. eine Geantiklinale. R. STAUB hat sie „Caporalino-Schwelle“ genannt. Es ist offenbar dasselbe Hochgebiet, welches seinen kristallinen Detritus nach Osten in die liguride Oberkreide schüttete, und das TEICHMÜLLER & QUITZOW (S. 32 f.) als „Westligurische Schwelle“ bezeichnet haben. — Nach Norden muß

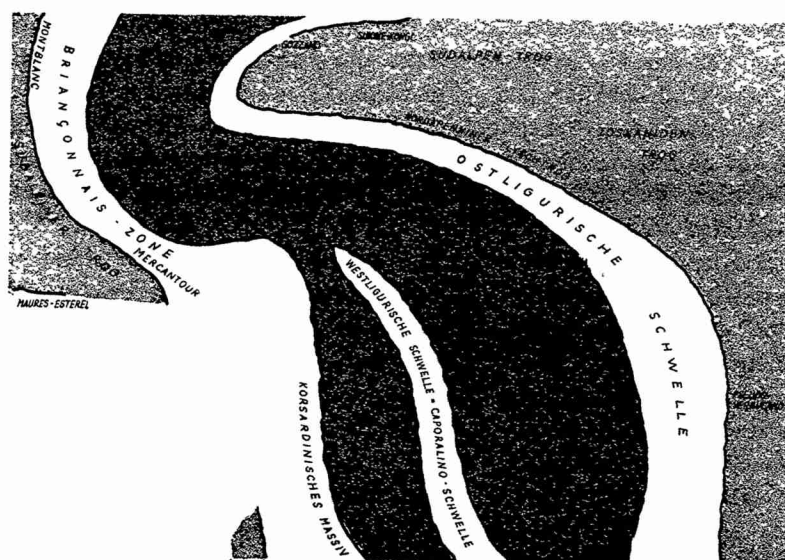


Abb. 21. Schwellen und Tröge im Grenzgebiet von Alpen und Apennin vor dem Deckenschub.

Dunkelgrau Penninikum i. w. S.

diese Geantiklinale absinken; denn bei Genua schließen sich ja, wie wir gesehen haben, Ligurikum und Penninikum zusammen (s. Abb. 21).

Ob die Gesteine der Caporalino-Schwelle nur nach Westen überschoben sind oder ob diese Geantiklinale ähnlich dem Kalabrischen Massiv einen großen Fächer bildet, ist nicht zu entscheiden.

Jedenfalls muß hier etwa die Scheitelung liegen; denn in Elba ruht bereits ostbewegtes Ligurikum auf den Toskaniden.

C. Der Bogen der Westalpen und der Bogen des Nordapennins. Ein Vergleich.

Der nordapennine Bogen stellt bis zu einem gewissen Grad ein Spiegelbild des westalpinen Bogens dar:

Paläogeographisch entspricht der ligurische Trog dem penninischen. Während aber die penninischen Decken vor den Zentralmassiven halt machten, haben die Liguriden die Ostligurische Schwelle weithin überfahren. Dem Schuppen- und Faltenbau der subalpinen Zone entsprechen die überkippten Gewölbe des umbrischen Bogens (s. Abb. 20). Und wie in den Westalpen die Ostvergenz verkümmert, so verkümmert im nordapenninen Bogen die Westvergenz; denn was bedeuten die Förderlängen der korsischen Decken gegenüber der riesigen Schubweite der Ligurischen Decke?

Auch hinsichtlich des Alters und des Wanderns der Faltung besteht weitgehende Übereinstimmung in beiden Trögen:

Im nordapenninen Bogen kam es in der Nähe der Scheitelregion zu starken voreozänen Bewegungen. Das zeigen das Übergreifen des Eozäns auf den Granit der Caporalino-Schwelle und der Reichtum an kristallinen Geröllen im toskaniden Eozänflysch, wobei der Flysch im Trog konkordant auf Oberkreide liegt. Der Deckenschub selbst erfolgte im wesentlichen nacheozän—voroligozän, d. h. in der pyrenäischen Phase. Die Deckenfaltung wandert im Nordapennin in Richtung des Deckenschubes derart, daß die Faltung am Rande der Po-Senke erst im jüngsten Pliozän erfolgte (s. TEICHMÜLLER & QUITZOW S. 47).

Auch im westalpinen Bogen wandert die Faltung von innen nach außen. Denn nach W. LEUPOLD (S. 314) „läßt die gewaltige grobklastische Oberkreidemasse [Obersenon] des Niesen- und des Prättigau-Flysches, reich an Kristallinkomponenten und bis auf die Trias, bei Gsteig bis nahe an die kristalline Basis hinuntergreifend, jedenfalls auf ein starkes Ausmaß voroberkretazischer Bewegungen im südlich benachbarten penninischen Raum schließen“. Ebenso kommt — auf anderem Wege — RÜGER zu dem Schluß, daß die von der Tessiner Kristallisation fixierte Tektonik im Penninikum bereits im Eozän abgeschlossen war. Schließlich enthält nach ALBERT HEIM (II S. 588) der Niesen-Flysch bereits reichlich Glaukophan aufgearbeitet, der aus penninischem Mesozoikum stammen soll. Damit ist dort eine große Phase der orogenen Bewegungen

präeozänen Alters. Da nun auch das Eozän bei Albenga bereits massenhaft Kristallin der Briançonnais-Zone enthält und bis auf Perm übergreift, ist an der Existenz großer voeozäner Bewegungen im Penninikum und der Briançonnais-Zone nicht mehr zu zweifeln.

Andererseits ist aber das Eozän des alpinen Flyschtroges noch weithin überschoben und z. B. nördlich des Mercantour noch stark dynamometamorph verändert worden, während die glaukonitischen Mergelkalke der Oberkreide des M. Mondone — also die Sedimente der inneren Zone — tektonisch wenig beansprucht sind. Auch im westalpinen Bogen hat sich also offenbar der Bereich der größten Faltungsintensität nach außen verlagert.

Beiden Bögen gemeinsam ist schließlich auch, daß in den inneren Teilen, also in der Nähe der Scheitelzone, syn- und post-tektonische Intrusiva auftreten. Den Tonaliten des Adamello und Bergeller Massivs entsprechen die jungen Granite von Elba, Monte Christo, Giglio etc. — Der westalpine Bogen ähnelt mithin weitgehend dem nordapenninen.

Beide Bögen sind unsymmetrisch gebaut. Nur dort, wo sich die Bögen verbinden und wo die Westvergenz der Westalpen und die Ostvergenz des Nordapennins verkümmern, ist der Bau bilateral symmetrisch. Der zweiseitige Bau des Grenzgebietes von Alpen und Apennin ist also durch die örtlichen Verhältnisse bedingt und darf nicht als Norm gedeutet werden. Wohl aber zeigt dieses Profil durch Alpen und Apennin, daß die Tektonik in Westalpen und Apennin nicht als eine einfache Trog-Faltung abgleitender Decken gedeutet werden kann, wie es WILKERSLOOTH 1934 für den Apennin angenommen hat. Denn eine solche Annahme setzt ein großes Gefälle voraus. Das Scheitelgebiet müßte zur Zeit der Deckenbewegung hoch gelegen haben. Ferner müßten in den Decken, wie vor allem im Scheitelgebiet selbst, Zerrungen nachzuweisen sein, zumal die Decken vom Scheitel nach beiden Seiten gewandert sind. Da schließlich vom Ligurischen Scheitel die ganze Decke des liguriden Mesozoikums abgeglitten wäre, müßte im Scheitelgebiet das Grundgebirge zu Tage treten.

Demgegenüber ist festzustellen:

1. Die Scheitelzone von Ronco kann niemals sehr hoch gelegen haben, da sonst die viele 100 m mächtige Oberkreide längst abgetragen wäre. Aus den postoligozänen Verbiegungen (s. Abb. 18) ergibt sich, daß auch in jüngster Zeit der Scheitel nicht eine Zone der Hebung, sondern der relativen Senkung darstellt.

2. Weder in den Decken, noch im Scheitelgebiet läßt sich eine eigentliche Zerrungstektonik nachweisen.

3. Kristallines Grundgebirge tritt im Scheitelgebiet überhaupt nicht zu Tage; vielmehr ist gerade hier das liguride bzw. penninische Mesozoikum noch in großer Mächtigkeit erhalten.

So bleibt beim Ligurischen Scheitel, ähnlich wie beim Kalabrischen Massiv, nur die Annahme übrig, daß das Vorland unter das relativ ruhende Scheitelgebiet gewandert ist. Wir sagen „relativ“, denn wenn auch das dinarische Gebirge durch Unterschiebung großer Decken entstanden ist, müßten sich die Verschluckungszonen beider Orogene einander genähert haben.

Ergebnis.

Die vorliegende Arbeit galt der Frage, ob der Apennin eine einfache Fortsetzung der Alpen darstellt, oder ob eine Scheitelung bzw. Narbe beide Gebirge trennt (im letzteren Fall wäre ein Einblick in die Wurzelzone der großen Decken von Alpen und Apennin zu erwarten).

Eine Untersuchung des Grenzgebietes von Alpen und Apennin ergab folgendes:

1.

Die tektonischen Achsen der Seealpen setzen nicht in den Apennin fort. Vielmehr trennt nördlich von Genua eine N—S streichende schmale Zone ein Gebiet ausgeprägter Ostvergenz von einem Bereich deutlicher Westvergenz.

Im Osten, d. h. im Apennin, herrscht flacher Deckenbau. Weithin ruht das Mesozoikum der Ligurischen Decke auf nummulitenreichem Eozänflysch. Die Überschiebungsbahn wird von mylonitisierten Graniten markiert. Es handelt sich dabei um Schubspäne von kristallinem Grundgebirge des liguriden Mesozoikums. — Dieser Deckenbau des Nordapennins ist nachträglich gefaltet und verschuppt worden.

Auch im Westen, d. h. in den Alpen, sind bei Castelvechio und Savona deckenartige Überlagerungen von Mesozoikum auf Flysch bzw. von Grundgebirge auf Mesozoikum nachweisbar. Hinzu kommt eine Dynamometamorphose der Schichten. Auch in diesem (alpinen) Anteil des Scheitels sind die Überschiebungsbahnen nachträglich verbogen worden.

In der Scheitelzone selbst ist die Durchbewegung der Schichten gering. Die Sedimente sind zwar gefaltet und geschiefert, aber im großen und ganzen ist die Tektonik der Scheitelzone sehr einfach. Es handelt sich jedenfalls nicht um eine eng gepreßte Narbe. Von steilstehenden Wurzeln ist nichts zu bemerken. Vom Apennin

kommend bleiben wir bis zu den Alpen im gleichen wenige 100 m mächtigen Horizont der Ophiolith-Formation. Da die Schistes lustrés des Penninikums mit ihren Pietre verdi zeitlich und faziell den Argillocisti und Grünen Gesteinen des Ligurikums entsprechen, können Alpen und Apennin nur mittels der Vergenz getrennt werden.

Die westvergenten Alpen und der ostvergente Apennin bilden bei Genua den „Ligurischen Scheitel“.

2.

Der Ligurische Scheitel ist symmetrisch gebaut. Diese bilaterale Symmetrie ist in der paläogeographischen Entwicklung vorgezeichnet. Schon im Mesozoikum zeigen die zentralen Teile des Ligurischen Scheitels eine Sonderentwicklung, die durch starken Geosynklinalvulkanismus charakterisiert ist. In den zentralen Teilen setzten auch die orogenen Bewegungen zuerst ein und zwar in der laramischen Phase. Im Anschluß an diese Faltung wölbte sich der zentrale Bereich des Scheitels auf und schüttete mächtigen Detritus in die sich beiderseits entwickelnden Saumsenken: in den alpinen Flyschtrog im Südwesten und den nordapenninen Flyschtrog im Nordosten. Beide Tröge wurden nach dem Eozän überfahren und aufgefaltet. Dabei wanderte die Deckenfaltung von der Scheitelzone in die Saamtiefe: In der Scheitelzone selbst ist die Faltung vor dem Oligozän beendet, am Rand der Po-Senke ist es dagegen zu kräftigen posthunen Auffaltungen präoligozäner Sättel gekommen. Am Rande des alpinen Flyschtroges fehlen zwar Oligozän und Miozän; da aber im Fortstreichen dieser Zone auf Korsika noch das Burdigal, ja sogar noch das Pont von der Deckenfaltung ergriffen ist, dürfte auch in der Zone von Albenga die Deckenfaltung z. T. postmiozänen Alters sein.

3.

Die Scheitelzone biegt bei Ronco nach Nordwesten um und dürfte parallel dem Außenrand des Penninikums im Süden der Turiner Berge auf Saluzzo zu streichen. Im Tyrrhenischen Meer ist sie etwa in der vom Meer bedeckten „Caporalino-Schwelle“ STAUB's bzw. in der „Westligurischen Schwelle“ von TEICHMÜLLER & QUITZOW zu suchen.

Damit wird der Bogen des Nordapennins nahezu ein Spiegelbild des westalpinen Bogens. Dem penninischen Trog mit seinen typischen Geosynklinalgesteinen entspricht der liguride Trog, den Zentralmassiven der Westalpen die Ostligurische Schwelle, der subalpinen Zone mit ihren mächtigen Kalken die Toskaniden. (Aller-

dings haben späterhin die penninischen Decken vor den äußeren Massiven halt gemacht, während die Liguriden sie weithin überfahren haben). In beiden Bögen wandert ferner die Faltung von innen nach außen, schließlich sind die inneren scheidelnahen Teile der Bögen durch syn- und posttektonische Intrusionen gekennzeichnet. Beide Bögen sind asymmetrisch. In den Westalpen verkümmert die Ostvergenz, im Profil Korsika-Apennin die Westvergenz. Nur dort, wo beide Bögen sich treffen, ist der Bau bilateral symmetrisch. Insofern stellt der zweiseitige Bau des Ligurischen Scheitels im alpinen Orogen eine Ausnahme dar.

Ein eigentliches sedimentlieferndes Zwischengebirge fehlt. Auch eine Narbenzone ist nicht entwickelt: die Decken sind weder vom Ligurischen Scheitel allein der Schwerkraft folgend in die Flyschtröge geglitten, noch sind sie aus einer engen Wurzelzone herausgequetscht worden. Wie der pilzartige Bau des Kalabrischen Massivs, so wird auch der Ligurische Scheitel erst verständlich, wenn man große Unterschiebungen des Vorlandes unter den relativ ruhenden Scheitelbereich annimmt.

Literatur.

- AIROLDI, M.: Nuove ricerche sul massiccio cristallino di Calizzano — Bardineto. Atti Accad. Lincei, cl. sc. fis., **19**, 6. Ser., H. 3. S. 169—173. Rom 1934.
- ARGAND, E.: Sur Parc des Alpes Occidentales. Mitt. Schweiz. Geol. Ges., **14**, H. 1, 1916. S. 145—191.
- BALDACCI, L. & FRANCHI, S.: Studio geologico della galleria del Colle di Tenda (Cuneo—Ventimiglia). Boll. Com. Geol. Ital. **31**, 1900. S. 33—87.
- BERTRAND, L.: Sur la superposition de la tectonique alpine à une tectonique pyrénéo-provençale dans les Alpes maritimes. C.R. Congr. Géol., Brüssel 1922. S. 693—706.
- BOUSSAC, J.: Les grands phénomènes de recouvrement dans les Alpes maritimes italiennes et la fenêtre de Castelveccchio. C.R. Acad. Sci. France, **151**. S. 1163—1165. Paris 1910.
- Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Bd. I u. II. Paris 1912.
- CADISCH, J.: Der Bau der Schweizeralpen. Zürich 1926 [a]. S. 5—61.
- Wildflysch im Unterengadiner Fenster. Vierteljahrschr. naturf. Ges. Zürich, **71**, 1926 [b]. S. 26—30.
- Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Geol. Rdsch., **19**, 1928. S. 105—119.
- Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet. Verh. naturf. Ges. Basel, **40**, 1930. S. 52—61.
- Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. Geol. Rdsch. **23**, 1932. S. 241—257.
- CORTESE, E.: A proposito della formazione argilloscistosa ofiolitifera dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital. **53**. S. 326—328. 1935.
- DAL PIAZ, GIAMB.: Nuove osservazioni sull'Oligocene italiano. Atti Accad. Lincei cl. fis., **9**, 6. Ser., H. 6, 1929. S. 910—913.
- FRANCHI, S.: Contribuzione allo studio del Cretaceo e del Titonico nelle Alpi Marittime italiane. Boll. Com. Geol. Ital., **25**, 1894. S. 31—83.
- Sul età mesozoica della zona delle pietre verdi. Boll. Com. geol. ital., **29**, H. 3/4, 1898. S. 173—247, S. 325—482.
- Le zone delle pietre verdi fra l'Ellero e la Bormida e la sua continuità fra il gruppo di Voltri e le Alpi Cozie. Boll. Com. Geol. Ital., **37**, H. 2, 1906. S. 89—117.
- Relazioni preliminari sulla campagna geologica dell' anno 1911. 5. Appennino Ligure. Boll. Com. Geol. Ital., **43**, 1912. S. 41—49.
- Le „Arenarie d'Annot“ et la zona ad *Helminthoidea* nell'Eocene delle Alpi Marittime e dell'Appennino Genovese. Boll. Com. Geol. Ital., **45**, 1915 [a]. S. 233—333.
- Sul età delle pietre verdi del gruppo di Voltri nell'Appennino Genovese. Boll. Soc. Geol. Ital., **35**, 1915 [b]. S. 305—310.

- FRANCHI, S.: I supposti ricoprimenti del Savonese. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **37**, 1918. S. XXXI—XXXVIII.
- Osservazioni sulla seduta di chiusura del Congresso geologico di Piacenza. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **42**, 1923. S. XLIII—XLVII.
- La serie secondaria capovolta e i grandi carreggiamenti nei monti di Albenga nelle Alpi Ligure. *Atti Acad. Lincei*, cl. fis., **1**, 6. Ser., H. 5, Rom 1925 [a]. S. 193—200.
- I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei calcescisti e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi, nelle Alpi franco-italiane. *Atti Accad. Lincei*, **1**, 6. Ser., 1925 [b] cl. fis. S. 283—291.
- Sulla grande varietà dei complessi litologici del „Trias metamorfico“ nelle Alpi occidentale. *Atti Accad. Lincei*, cl. fis., **1**, 6. Ser., 1925 [c]. S. 423—429.
- Quesiti geologici nelle Alpi Cozie franco-italiane. *Boll. Uff. Geol. Ital.*, **51**, H. 7, 1926 [a]. S. 1—19.
- Principali risultati scientifici delle escursioni geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. TERMIER e W. KILLAN. *Boll. Uff. Geol. Ital.*, **51**, H. 14, 1926 [b]. S. 1—16.
- Ancora sull'età degli scisti argillosi ofiolitiferi della Riviera occidentale e della Lunigiana. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **46**, 1927 [a]. S. 78—84.
- La falda di ricoprimento del Mte Rosa di E. ARGAND e l'anticlinale permotriassica Acceglio-Col Longet nelle Alpi Cozie meridionali. *Atti Accad. Lincei*, cl. fis., **5**, 6. Ser., H. 9, 1927 [b]. S. 628—630.
- La serie dei terreni dal Priaboniano al Norico nei dintorni di Albenga. *Atti Accad. Lincei*, cl. fis., **7**, 6. Ser., H. 1, 1928 [a]. S. 26—31.
- La più giusta denominazione e la cartografia del Massiccio Cristallino sul quale è, in parte, fondata la città di Savona. *Atti Accad. Lincei*, **7**, 6. Ser., 1928 [b]. S. 453—457.
- Il riaffioramento lontano ed a grande altezza in valle Stura di Cuneo della sinclinale nummulitica capo-volta di Valdieri. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **48**, H. 1, 1929 [a]. S. 63—64.
- Un primo lavoro riconscente l'età eocenica dei „Grès d'Annot“ dopo la esauriente confutazione della loro età oligocenica, da me data nel 1916. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **48**, H. 1, 1929 [b]. S. 64—70.
- La inesistenza nelle Alpi occidentale delle „nappes du Mt. Rose et du Grd. St. Bernard“ di M. LUGEON e di E. ARGAND. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **48**, H. 1, 1929 [c]. S. 90—92.
- Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiano. *Mem. descr. della carta geol. d'Ital.*, **22**, 1929 [d]. S. 5—63.
- Il riaffioramento lontano ed a grande altezza della sinclinale nummulitica capovolta di Valdieri. *Atti Accad. Lincei*, cl. fis., **9**, 6. Ser., H. 1, 1929 [e]. S. 34—39.
- La inesistenza delle grande falde dette „nappe du Mt. Rose“ e „nappe du Grand St. Bernard“ nelle Alpi occidentale. *Atti Accad. Lincei*, cl. fis., **9**, 6. Ser., H. 2, 1929 [f]. S. 134—136.
- Sull'importanza dei fogli „San Remo“ e „Imperia“ della carta geologica d'Italia. 1:100000 per la soluzione di grandi quesiti di geologia alpina ed appenninica. *Atti Accad. Lincei*, cl. fis., **9**, 6. Ser., H. 4, 1929 [g]. S. 265—272.

- FRANCHI, S.: Una nuova facies di Trias superiore nelle Alpi Marittime italiane. Atti Accad. Lincei, 9, cl. fis., 6. Ser., H. 12, 1929 [h]. S. 1061—1063.
- Uniformità di caratteri della zona ad „*Helminthoidea labyrinthica*“ dall' Ubaye alle Alpi e alle Riviere ligure, e conseguente suo grande valore cronologico. Atti Accad. Lincei, cl. fis., 11, 6. Ser., H. 11, 1930 [a]. S. 935—940.
 - Sul confine franco-italiane tra il Colle del Piccolo S. Bernardo ed il Colle della Seigne a sud del Mte. Bianco. Atti Accad. Lincei, cl. fis., 10, 6. Ser., H. 12, 1930 [b]. S. 617—621.
- FRANCHI, S. & NOVARESE, V.: Osservazione geologiche e petrografiche sui dintorni di Pinerolo. Boll. Com. Geol. Ital., 26, H. 4, 1895. S. 385—429.
- GIGNOUX, M. & MORET, L.: Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. Annales de Géographie No. 244. XLIII^e année. 15. Juillet 1934. S. 337—363.
- HAUG, E.: Contribution à une synthèse des Alpes Occidentales. Bull. Soc. Géol. France, 25, 1925. S. 97—243.
- Traité de Géologie. Paris 1907 (1926).
- HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz. Bd. I—III (Nachtr.). Leipzig 1919 f.
- ISSEL, A.: Il terremoto del 1887 in Liguria. Boll. Com. Geol. Ital., 18, 1888. S. 3—207.
- Sur le calcaire porphyrique de Rovegno. Bull. Soc. Géol. Belge, 4, 1890, S. 160—162.
 - Liguria geologica e preistorica. Bd. I u. II, Genua 1892.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
- Beiträge zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 136, 1927. S. 281—291.
 - Neuere geologische Forschungen im Apennin und auf Korsika. Forsch. u. Fortschr., 4. Jg., 18, 1928. S. 184.
 - Das alpine Europa und sein Rahmen. Berlin 1931.
- LUDWIG, O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio. Geol. Rdsch., 20, 1929. S. 36—65.
- LUGEON, M. & ARGAND, E.: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Acad. Sci. France, 140, 1905. S. 1364—1367.
- Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Acad. Sci. France, 140, 1905. S. 1491—1493.
- MAZZUOLI, L.: Nota sulle formazioni ofiolitiche della valle del Penna nell'Appennino ligure. Boll. Com. Geol. Ital., 15, 1884. S. 394—405.
- Sul carbonifero della Liguria occidentale. Boll. Com. Geol. Ital., 18, 1887. S. 6—27.
- MAZZUOLI, L. & ISSEL A.: Sulla sovrapposizione nella Riviera di Ponente di una zona ofiolitica eocenica ad una formazione ofiolitica paleozoica. Boll. Soc. Geol. Ital., 2, 1883.
- Nota sulla zona di coincidenza delle formazioni ofiolitiche eocenica e triasica della Liguria occidentale. Boll. Com. Geol. Ital., 15, 1884. S. 2—23.
- MERLA, G.: I graniti della formazione ofiolitica dell'Appennino e il loro significato tettonico. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 41, 2, 1932. S. 1—7.
- I graniti della formazione ofiolitica appennina. Boll. Uff. Geol. Ital., 58, 6, 1933. S. 1—115.

- MORET, L.: Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes à l'échelle du 200000. Trav. du Lab. Géol. Faculté Sci. Univ. Grenoble, 15, H. 1, 1929. S. 1—37.
- PARETO, L.: Cenni geologici nella Liguria marittima. Genua 1846 [a].
 — Descrizione di Genova e del Genovesato. Genua 1846 [b]. S. 1—105.
 — Memoria geologica sopra le acque di Sopra la Croce. Chiavari 1855.
 — Note sur le subdivision quel'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Appennin septentrional. Bull. Soc. Géol. France, 22, 1865.
- PARISCH, C.: Di alcune nummuliti ed orbitoidi dell'Appennino ligure e piemontese. Mem. Real. Accad. Sc. Torino, 17, 1907.
- PELLATI, L.: Studi sulle formazioni ofiolitiche d'Italia. Boll. Com. Geol. Ital., 12, 1881. S. 458—467.
- PERETTI, L.: Osservazioni sulla giacitura dei graniti e delle ofioliti nella formazione argilloscistosa appenninica. Atti Ass. Min. d. Piemonte, Turin 1933. S. 3—8.
 — Il granito dell'Alta Valle Staffora (Appennino Pavese). Atti R. Accad. Sc., Torino, Bd. 68, 1933. S. 1—17.
 — I graniti della formazione argilloscistosa ofiolitifera dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital., 53, 1934. S. 77—108.
- PORTIS, A.: Sulla scoperta delle piante fossili carbonifere di Viozène nell'alta valle del Tanaro. Boll. Com. Geol. Ital., 18, 1887. S. 417—420.
 — Due località fossilifere nelle Alpi Marittime. Boll. Soc. Geol. Ital., 17, 1898. S. 123—169.
- PREVER, L.: Le nummuliti e le orthophragmine di due località dell'Appennino Pavese. Rend. R. Ist. Lomb. Ser. 2, 38, 1905. S. 478—482.
- RIVIERE, A.: Recherches sur la tectonique des régions de la Roja et de la Bevera. Paris 1928.
- ROCCATI, A.: Conglomerati a elementi cristallini nella valle Aveto. Boll. Soc. Geol. Ital., 40, 1921. S. 166—168.
- ROSATI, A.: Studio microscopico di alcune rocce della Liguria occidentale. Atti Accad. Lincei, cl. fis., 15, 5. Ser., 1906. H 6, S. 725—729, H 7, S. 9—17.
 — Rocce piemontesi nei dintorni di Voltaggio. Boll. Soc. Geol. Ital., 34, 1915. S. 537—540.
- ROVERETO, G.: Gneiss del Permocarbone. Boll. Soc. Geol. Ital., 12, 1893. S. 95—97.
 — Arcaico e paleozoico nell'Savonese. Boll. Soc. Geol. Ital., 14, 1895. S. 37—75.
 — Sulla stratigrafia della valle della Neva. Boll. Soc. Geol. Ital., 16, 1897. S. 77—91.
 — Illustrazione dei molluschi fossili tongriani esistenti nel Museo geologico della R. Università di Genova con osservazioni sul Tongriano di S. Giustina e Sassello e Carta geologica di A. ISSEL. Atti R. Univ. di Genova, 15, 1900. S. 1—210.
 — Sur le recouvrement du territoire du Savone. Bull. Soc. Géol. France, 7, 1907. S. 6—7.
 — Nuovi studi sulla stratigrafia e sulla fauna dell'Oligocene ligure. Genua 1914.
 — La zona di ricoprimento del Savonese e la questione dei calcescisti. Boll. Soc. Geol. Ital., 28, 1909. S. 389—418.
 — Ancora della zona di ricoprimento del Savonese. Boll. Soc. Geol. Ital., 37, 1918. S. 115—120.

- ROVERETO, G.: Nuove osservazioni sul massiccio cristallino di Savona. *Atti Accad. Lincei, cl. fis.*, 1, Ser. 6, 1925. S. 630—632.
- Note al rilevamento geologico dei fogli Rapallo e Chiavari. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 41—50, Erl. 1—8, 1922—1931.
- Il confine occidentale del massiccio gneissico del Savonese e suoi rapporti con il Mesozoico del Finalese. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 51, 1932. S. 221—236.
- RÜGER, L.: Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. *Geol. Rdsch.*, 25. S. 1—10. 1934.
- RÜST, H.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. *Palaeontogr.* 31, 1885. S. 275—321.
- SACCO, F.: La conca terziaria di Varzi—San Sebastiano. *Boll. Com. Geol. Ital.*, 20, 1889 [a]. S. 257—278.
- Les conglomérats du flysch. *Bull. Soc. Géol. Belge*, 3, 1889 [b]. S. 149—161.
- L'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 10, 1891 [a]. S. 731—956.
- L'age des formations ophiolitiques recentes. *Bull. Soc. Géol. Belge*, 5, 1891 [b]. S. 60—95.
- Contribution à la connaissance paléontologique des argiles écailleuses et des schistes ophiolitiques de l'Appennin septentrional. *Mém. Soc. Géol. Belge*, 7, 1893. S. 1—34.
- L'Appennino settentrionale e centrale. Turin 1904.
- Comptes rendus des excursions de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Italie à Turin et Gènes en 1905. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 1905. S. 824—873.
- L'Appennino settentrionale e centrale. *Cosmos di Guido Cora*, 13, H. 4, Rom 1909.
- L'età degli argilloscisti ofitiferi dell'Appennino. *Atti Accad. Sc. di Torino*, 61, 1925/26. S. 23—52.
- La questione dell'età degli argilloscisti ofitiferi dell'Appennino. *Rend. Accad. Lincei, cl. fis.*, 4, Ser. 6, 1926. S. 500—505.
- La grande faglia del M. Rocchetta (Appennino bobbiese). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 47, 1928 [a]. S. 180—184.
- Nuovi dati di fatto riguardo l'età degli argilloscisti ofiolitiferi dell'Appennino. *Atti Accad. Sc. Torino*, 64, 1928 [b]. S. 11—30.
- Il corrugamento appenninico marginale e subpadano. *Atti Accad. Sc. Torino*, 64, 1930 [a]. 157—169.
- I problemi del massiccio cristallino savonese. *Atti Accad. Sc. Torino*, 65, 1930 [b]. S. 15—33.
- Le „fazies“ del cretaceo nell'Appennino. *Atti Accad. Sc. Torino*, 66, 1931 [a]. S. 67—84.
- Le formazioni abissali in Italia. *Atti Accad. Sc. Torino*, 66, 1931 [b]. S. 195—216.
- VON SEIDLITZ, W.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931.
- Die Asymmetrie des mediterranen Raumes. *Petermanns Mitt.*, 1932, H. 11. S. 291—294.
- STAUB, R.: Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 73, 1928. S. 298—348.
- Zur tektonischen Analyse des Apennins. *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 78, 1933. S. 127—149.

- DE STEFANI, C.: L'Appennino fra il colle dell'Altare e la Polcevera. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 6, 1887. S. 235—263.
- La zona serpentinoso della Liguria occidentale. *Atti Accad. Lincei*, cl. fis., 22, Ser. 5, 1913. S. 547—562.
- STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. *Monatsber. deutsch. geol. Ges.*, 1907. S. 177—183. Über Tiefenabsätze des Oberen Jura im Apennin. *Geol. Rdsch.* 1913. S. 572—575.
- Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *C. R. 14. Internat. Geol. Kongr. Madrid*, Bd. 2, 1926. S. 637—667.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, N. F. 12, 3, Berlin 1927 [a].
- Die sogenannte Rückfaltung des Apennin. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, Berlin 1927 [b]. S. 292—312.
- SUESS, ED.: Das Antlitz der Erde. I—III. 2. Aufl. Wien 1892.
- TARAMELLI, T.: Sulla formazione serpentinoso dell'Appennino Pavese. *Atti Accad. Lincei*, Rom 1878.
- Della posizione stratigrafica delle rocce ofiolitiche nell'Appennino. *Atti Accad. Lincei*, Rom 1883/1884.
- Descrizione geologica della Provincia di Pavia, con annessa carta geologica 1:100000. *Ist. Geogr. di Agostino*, Novara 1916.
- TEICHMÜLLER, R.: Über das Vorland des Apennin. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 4, H. 17, 1932 [a]. S. 8—52.
- Der Apenninflysch und seine Probleme. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 4, H. 28, 1932 [b]. S. 418—448.
- TEICHMÜLLER, R. & QUITZOW, H. W.: Deckenbau im Apenninbogen. *Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, III. Folge, Heft 13. 1935.
- TELLINI, A.: Le nummulitidee terziarie dell'Alta Italia occidentale. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 7, S. 1888. S. 169—230.
- TERMIER, P.: Les Alpes Franco-Italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 2, 1902. S. 411—433.
- Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 1903. S. 711—766.
- Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 1907 [a]. S. 174—190.
- Rapports tectoniques de l'Apennin, des Alpes et des Dinarides. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 1907 [b]. S. 420—423.
- Comptes rendus d'une excursion géologique dans les Hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maria et de la Stura, en compagnie de MM. S. FRANCHI, W. KILIAN et E. RAGUIN. *C.R. Bull. Soc. Géol. France*, 25, 1925. S. 220—222.
- Sur le pays de Savone à propos d'une note récente de G. ROVERETO. *Bull. Soc. Géol. France*, 26, 1926. S. 15—20.
- Récentes impressions de voyage. *Act. Soc. Helvet., Sci. Nat., Lausanne* 1928. S. 83—101.
- TERMIER, P. & BOUSSAC, J.: Sur l'existence dans l'Apennin ligure au Nord-Ouest de Gènes d'un passage latéral de la série cristallophyllienne dites des „schistes lustrées“ à la série sédimentaire ophiolitique de l'Apennin. *C.R. Acad. Sci. France*, 152, S. 1361, 1911 [a]. S. 1361—1366.

-
- TERMIER, P. & BOUSSAC, J.: Sur les mylonites de la région de Savone. C.R. Acad. Sci. France, 152, S. 1550, 1911 [b]. S. 1550—1556.
- Le massif cristallin ligure. Bull. Soc. Géol. France, 55, 1912. S. 272—311.
- TOGNINI, F.: Studio microscopico di alcune rocce della Liguria. Giorn. Min. Crist. e Petr., 1, H. 1, Mailand 1890. S. 46—59.
- TRAVERSO, S.: Le rocce della Valle di Trebbia. Genua 1896.
- DE WIJKERSLOOTH, P.: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas. Bonn 1934. S. 1—416.
- ZACCAGNA, D.: Sulla geologia delle Alpi occidentale. Boll. Com. Geol. Ital., 18, 1887. S. 346—417.
- Riassunto di osservazione geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie. Boll. Com. Geol. Ital., 23, 1892. S. 175—244, S. 311—404.
- Conformazione stratigrafica fra il Torrente Neva ed il Pennavaira in territorio die Albenga (Liguria occidentale). Boll. Com. Geol. Ital., 40, 1909. S. 4—39.
- Intorno allo stato di ricerca del carbone fossile e del petrolio in Italia. Mem. Accad. Lunigianese, 8, 1927. S. 31.
-

Tafel 1

Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin.

1:400000

Diese Übersichtskarte fußt westlich von Sestri auf den Aufnahmen von BOUSSAC, ROVERETO, SACCO, TERMIER und ZACCAGNA. Die Schuppenzone von Voltaggio wie das Fenster von Bobbio und S. Stefano d'Aveto wurden von JANP. SCHNEIDER kartiert. Im übrigen lieferten die Blätter 1:100000 von SACCO und ZACCAGNA die Grundlagen für die Übersicht der geologischen Verhältnisse östlich Genua, wenn auch Stratigraphie und Tektonik wesentlich umgedeutet wurden. Unsere Begehungen ergaben nämlich, daß zwar der Macignosandstein die Ophiolith-Formation unterlagert (wie dies ZACCAGNA auch stets angenommen hatte), daß aber die Ophiolith-Formation entsprechend den Darlegungen von SACCO dem Jungmesozoikum angehört. So konnten die Aufnahmen von SACCO und ZACCAGNA trotz der unüberbrückbar scheinenden Differenzen in der Auffassung zu einem einheitlichen Bilde, das im einzelnen natürlich noch der Ergänzung bedarf, zusammengefügt werden. Dabei kamen wir in den großen Zügen zu einem ähnlichen Bild, wie es MERLA bereits (1933 Fig. 17) entworfen hat.

Die Karte zeigt, daß beiderseits der Ligurischen Scheitelung Deckenbau herrscht. Im Apennin ist das liguride Mesozoikum von seinem kristallinen Grundgebirge abgeschert und auf den Flyschtrog überschoben worden. Im Liegenden des Eozänflysches, der in großen Deckensätteln zu Tage tritt, erscheint ein fremdartiges („toskanides“) Mesozoikum, das u. a. durch die mächtige Entwicklung der Trias und des tieferen Jura sowie durch das Fehlen der Grünen Gesteine und klastischen Einschaltungen im Oberen Jura gekennzeichnet ist. In den Alpen ist gleichfalls das liguride (= penninische) Mesozoikum von seinem Untergrund abgeschert und auf das durch seine kalkig-brekiöse Entwicklung charakterisierte Mesozoikum der Briançonnais-Zone überschoben worden (jedoch erreichen die Schubsplitter vom kristallinen Grundgebirge hier größeres Ausmaß als an der Basis der Ligurischen Decke). Auch in den Alpen richten sich die Deckenschübe gegen einen Flyschtrog.

Der fertige Deckenbau ist nach der Überschiebungsphase gefaltet und verschuppt worden. Dabei wanderte die Faltung von der Scheitelzone in die Saamtiefen.

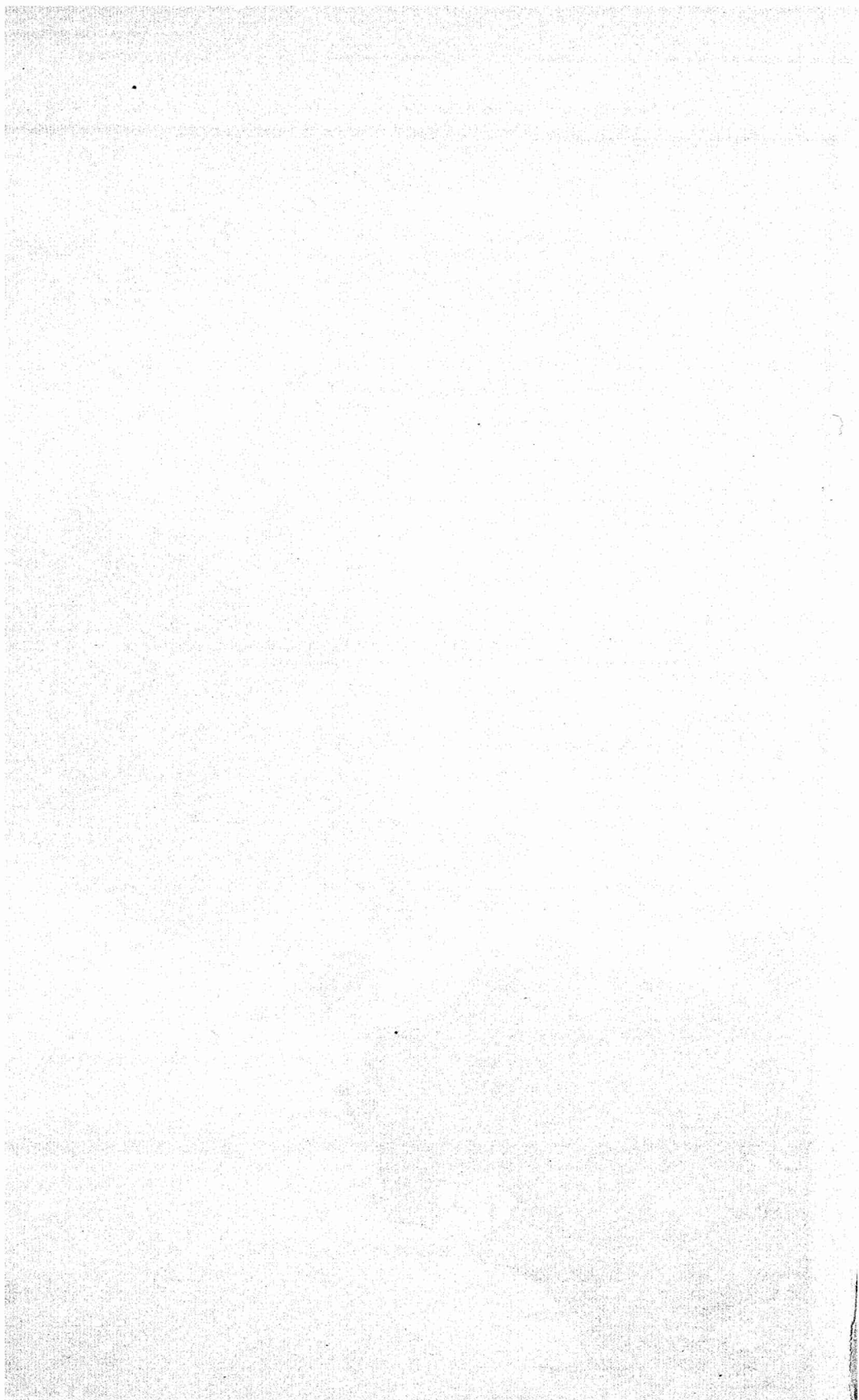
Die Profilinien der Tafel 2 rechts weisen auf Abb. 6, die Profilinien der Tafel 2 links auf Abb. 15.

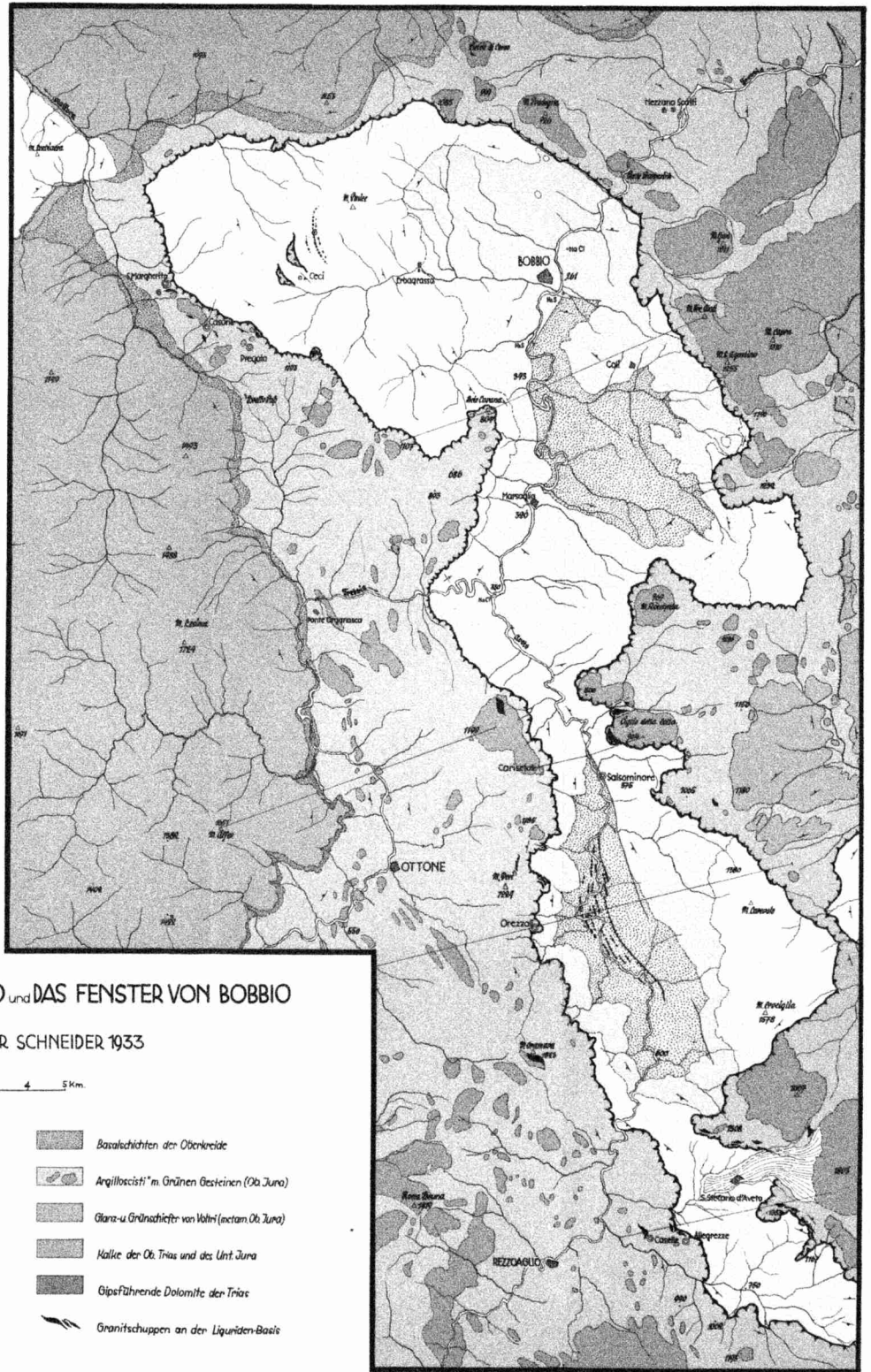
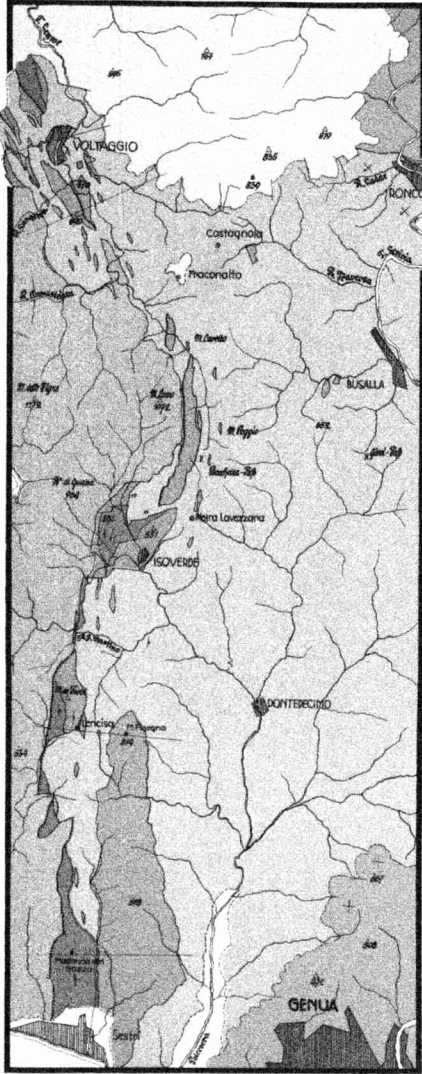


DAS GRENZGEBIET VON ALPEN UND APENNIN
 bearbeitet von J. SCHNEIDER u. R. TECHMÜLLER 1933/34

DECKENBAU DER ALPEN SCHEITELZONE DECKENBAU DES APENNINS

- Castelvetro
- Finale
- Savona
- Cephalo
- Arenzano
- Zone von Valturgio
- Montoggio
- Il Alfo
- Offone
- Areto
- Fenster von Bobbio
- Trovo
- Schuppenau v. Fontebello
- Ib. Senice



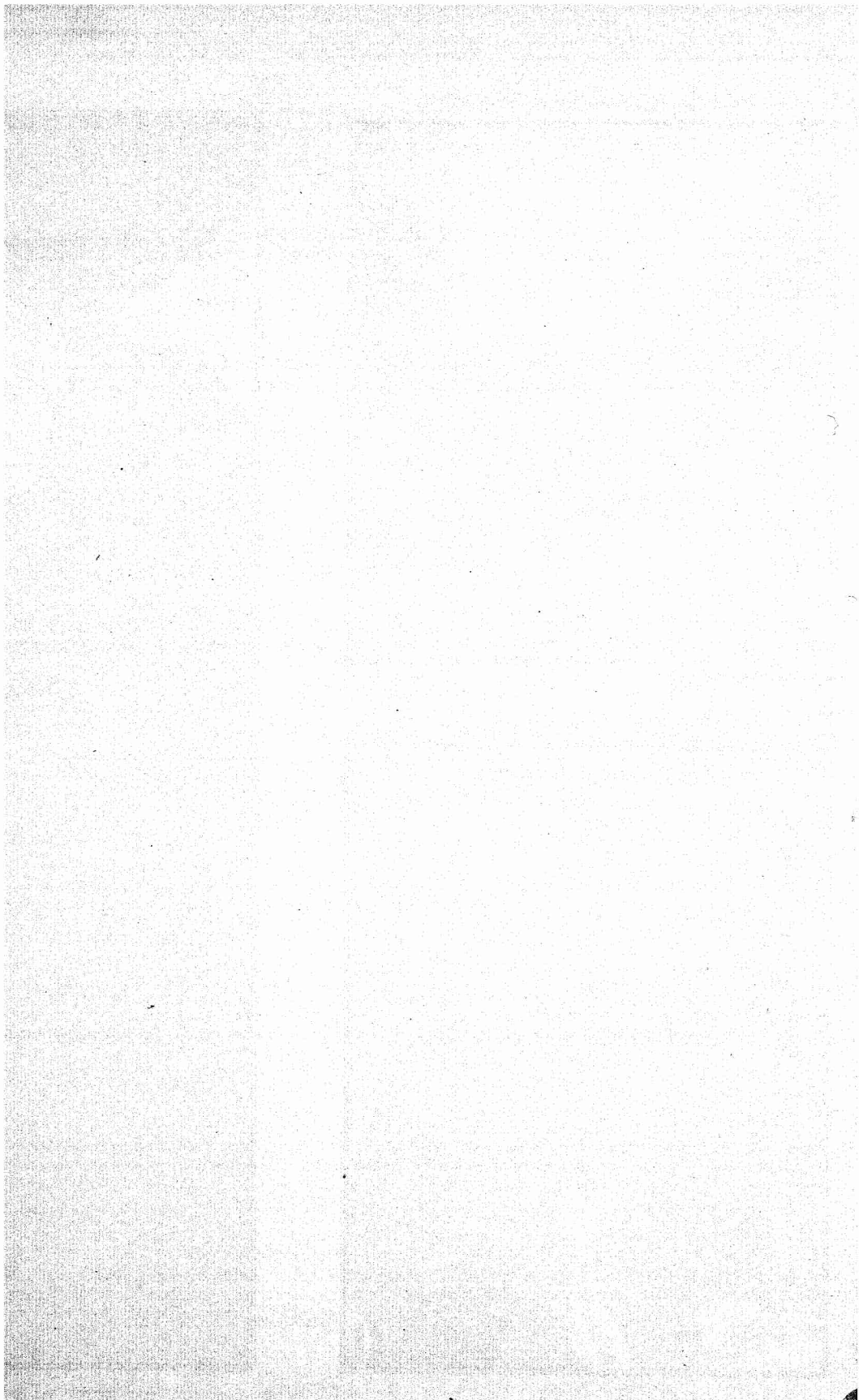


DIE SCHUPPENZONE VON VOLTAGGIO und DAS FENSTER VON BOBBIO

aufgenommen von JANDETER SCHNEIDER 1933

0 1 2 3 4 5 Km.

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Quartär | | Basalschichten der Oberkreide |
| | Konglomerat, Sandst. u. Tone des Oligozäns | | Argillscisti* m. Grünen Gesteinen (Ob. Jura) |
| | Faminiten-Mergelkalk. | | Glanz- u. Grünschiefer von Voltri (necrom. Ob. Jura) |
| | Tonstein u. Kalk-Ton-Gruppe | | Kalke der Ob. Trias und des Unt. Jura |
| | Macigno-Sandstein | | Gipsführende Dolomite der Trias |
| | Kalke der Oberkreide | | Granitsschuppen an der Liquiden-Basis |



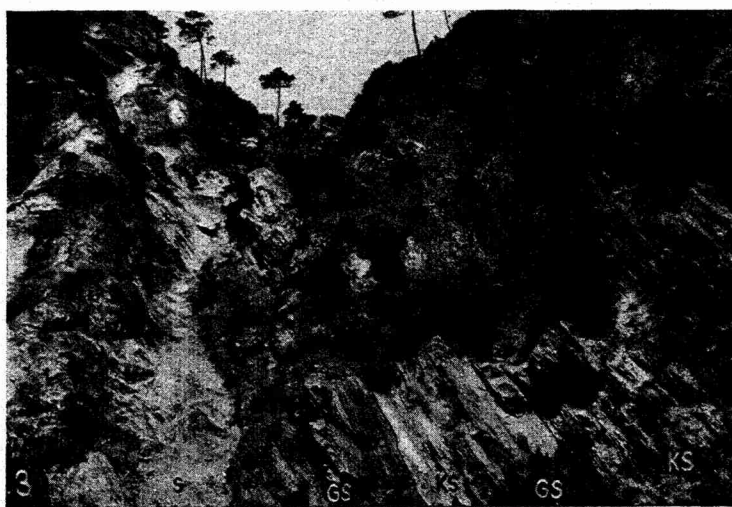
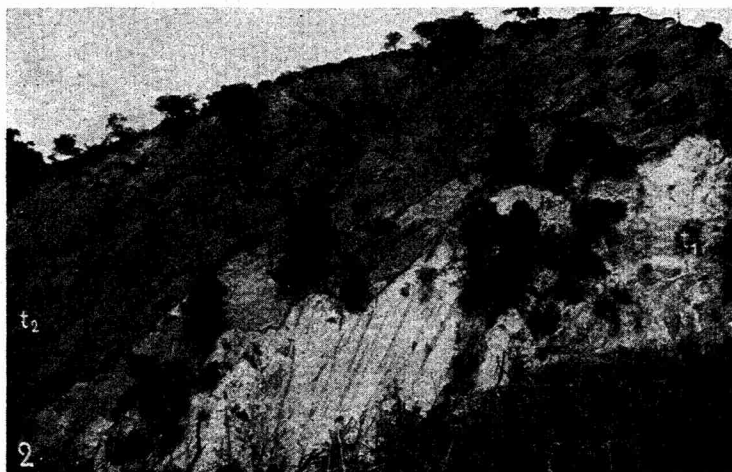
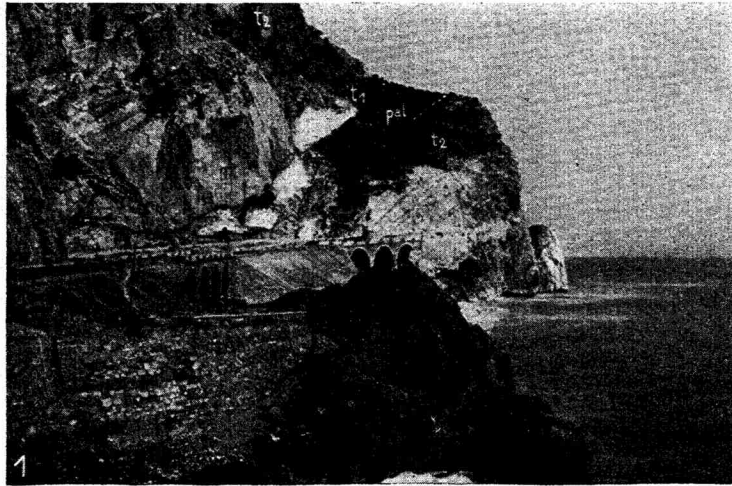
Tafel 3-6.

Bilder aus dem Bereich des Ligurischen Scheitels.

Tafel 3.

Abscherungen und Verschuppungen im alpinen Anteil des Ligurischen Scheitels.

1. Am Kap Noli sind die weißen Sandsteine der Unteren Trias (t 1) auf die Kalke und Dolomite der mittleren Trias (t 2) überschoben worden. Die Phyllite des Paläozoikums (pal) dienen dabei als Schmiermittel.
2. Bei derartigen Überschiebungen wurden oft die relativ starren Kalke und Dolomite der Mittleren Trias (t 2) von den weißen Sandsteinen der Unteren Trias (t 1) abgeschert; infolgedessen ruhen die Schichten nicht mehr konkordant aufeinander, sondern werden spitzwinklig von der flachen Abscherungsbahn geschnitten und fallen verschieden steil ein.
3. Die Verschuppung erreicht ihr größtes Ausmaß in der Zone der Pietre verdi. Jurassische Serpentine (S), Grünschiefer (GS), Kalkschiefer (KS) und Phyllite sind hier intensiv miteinander verschuppt worden. Fast jede Schichtfuge ist zu einer Bewegungsbahn geworden, so daß es kaum mehr möglich ist, die ursprüngliche Schichtfolge festzustellen. Auch die primären Kontakte sind verwischt worden. – Die Schubflächen fallen stets nach Nordosten ein.



Tafel 4.

Vergenzbilder aus dem alpinen Anteil des Ligurischen Scheitels.

1. aus der Zone von Voltri.

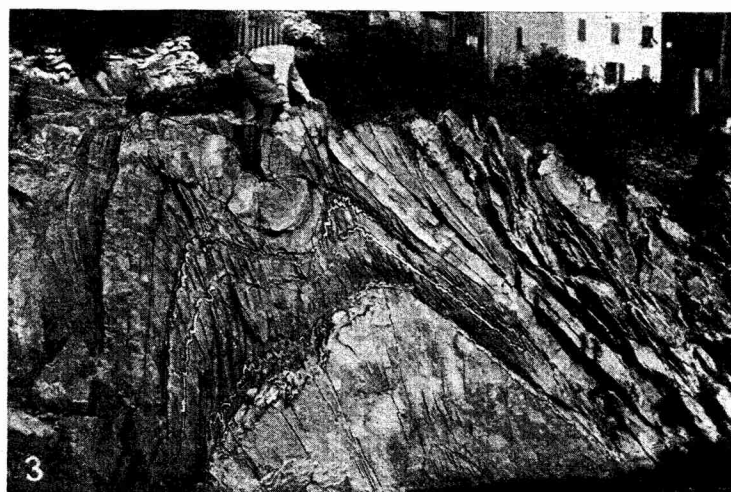
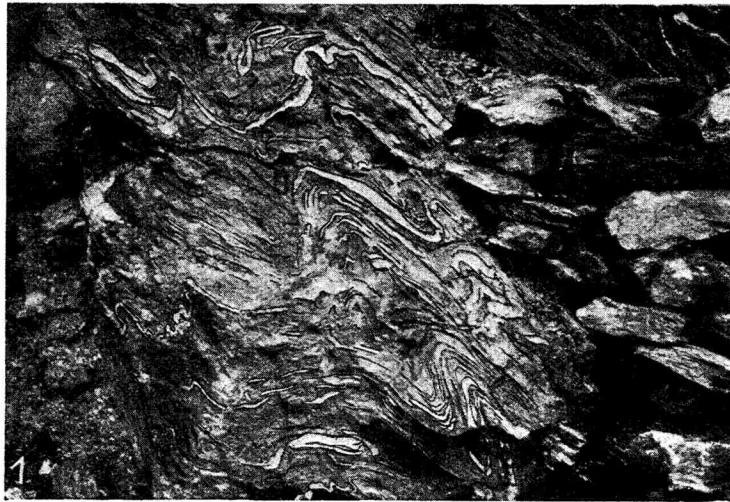
Die Schistes lustrées sind intensiv spezial gefältelt. Dabei weist die Vergenz der Faltung nach WSW. Zahlreiche dünne Quarzgänge, die sich z. T. in Linsen und Augen auflösen, durchziehen die Schiefer und folgen lagergangartig den Falten.

2. aus der Zone von Voltaggio.

Am Castell von Voltaggio sind triadische Dolomite nach Westen auf die Tonschiefer des Oberjura überschoben worden. Die Tonschiefer sind stark gequält und in Phyllite umgewandelt. Aber die Dynamometamorphose ist doch nicht mehr so kräftig wie in der Zone von Voltri. Durchtränkung mit Quarzgängen fehlt bei Voltaggio.

3. aus der Zone von Ronco.

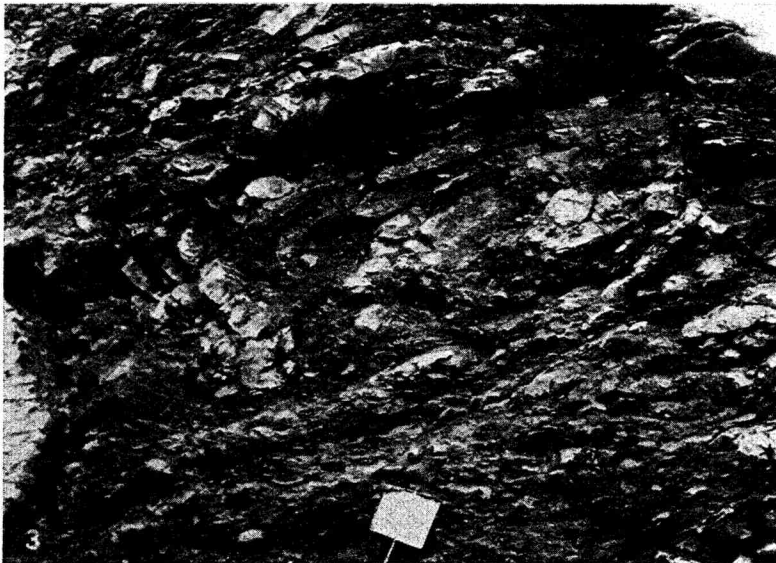
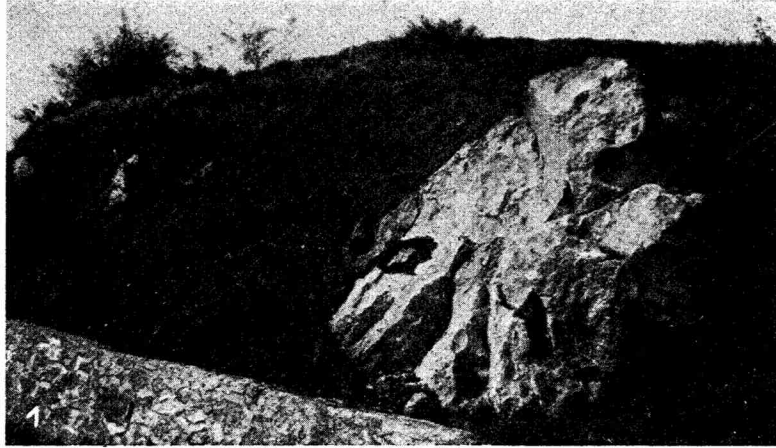
Die tonigen und kalkig-kieseligen Schichten des Oberen Jura („Argilloscisti“) sind nach dem Gesetz der Stauchfaltengröße gefaltet worden und geschiefert, aber sie sind von keiner Dynamometamorphose mehr betroffen. Die Falten vergieren nach Südwesten, die Schieferungs-Ebenen fallen nach Nordosten ein. Die Achsen streichen hier NW-SE und tauchen nach Nordwesten ab.



Tafel 5.

Bilder von der Basis der Ligurischen Decke an der Straße Rezzoaglio-S. Stefano d'Aveto.

1. Ein Granitblock von 3 m Durchmesser liegt inmitten der Tonschiefer des Oberen Jura. Er ist ein Schubfetzen vom primären Untergrund der Ligurischen Decke, der bei der Überschiebung tektonisch gerundet, mylonitisiert und in die Schiefer eingeknetet worden ist.
2. und 3. An der Basis der Ligurischen Decke sind die Schichten ungewöhnlich stark verfaltet und durchbewegt. Infolge der tektonischen Einwalzung heterogener Schubfetzen entstehen Bilder, die an den alpinen Wildflysch erinnern. So schwimmen im Aufschluß der Abb. 2 verschiedenartige Kalkschollen, von denen eine besonders große oben rechts sichtbar ist, und mehrere Granitblöcke (oben links) in den Schiefen.

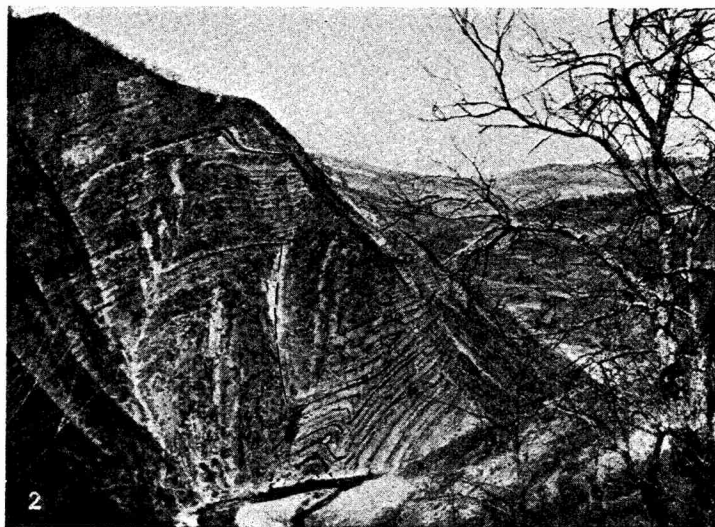
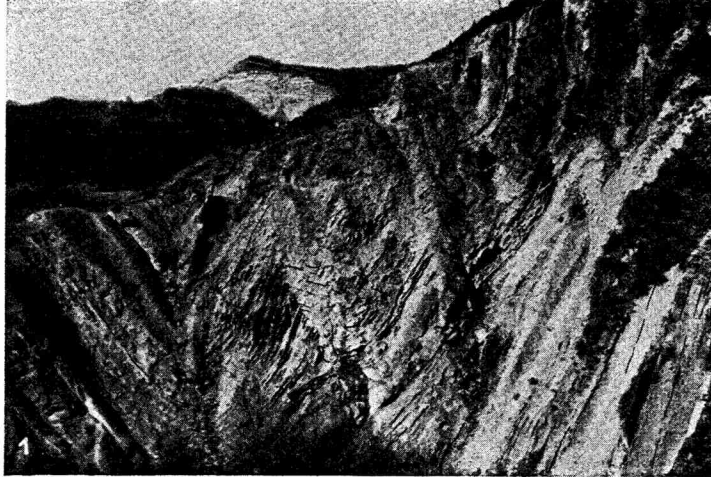


Tafel 6.
**Faltenbilder aus dem apenninen Anteil
des Ligurischen Scheitels.**

1. Bei Varzi, d. h. in der Nachbarschaft der Po-Senke, ist das dort mergelig-tonig entwickelte Oligozän noch deutlich in die Faltung einbezogen worden, während in den zentralen Teilen das transgredierende Oligozän jünger als die Deckenfaltung ist.

2. Bei Ponte Organasca an der Trebbia sind die viele 100 m mächtigen Mergelkalke und Kalksandsteine der liguriden Oberkreide von den Tonschiefern („Argilloscisti“) des Oberen Jura abgeschert und in große Falten geworfen worden. Die Vergenz weist nach Westen.

3. Wenig unterhalb Ottone tauchen die Tonschiefer und Eruptivbrekzien der Ophiolith-Formation (Asc) unter die mächtigen Mergelkalke und Kalksandsteine der Oberkreide (co). Während diese verhältnismäßig ruhig liegen bzw. weitspannig gefaltet sind, sind die Schiefer des Oberen Jura oft intensiv gefältelt und mit den Ophiolithen und Ophiolithbrekzien verschuppt.



NACHRICHTEN
VON DER
GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN
ZU GÖTTINGEN

FACHGRUPPE IV: MINERALOGIE UND GEOLOGIE

Von den Sonderdrucken aus dem Gebiete der Fachgruppe IV sind bisher erschienen:

Bd. I (Nr. 1—16) Jahrgang 1930 und 1931
mit Beiträgen von *v. Gaertner, Goldschmidt,*
Lotze, Mügge, Peters, Richter, Stille. Preis 8,50 RM.

Bd. II (Nr. 17—31) Jahrgang 1932
mit Beiträgen von *Aschan, Brinkmann, Gold-*
schmidt, Hauptmann, Laves, Lotze, Noll,
Peters, Schlüter, Stille, Teichmüller. Preis 11,— RM.

Bd. III (Nr. 32—40) Jahrgang 1933
mit Beiträgen von *Bermann, Brinkmann,*
Goldschmidt, Hámos, Hauptmann, Hefter,
Peters, Stscherbina, Teichmüller. Preis 5,— RM.

Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete

Herausgegeben im Auftrage
der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen

von

HANS STILLE

1. **Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge.** Von H. STILLE. Gr.-8°. (IV und 62 S.) 1927. 5 RM.
2. **Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebro-mündung und Ampurdan.** Von W. SCHRIEL. Mit 11 Tafeln und 29 Textfiguren. Gr.-8°. (IV und 79 S.) 1929. 12 RM.
3. **Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien).** Von F. LOTZE. Mit 17 Tafeln und 44 Textfiguren. Gr.-8°. (XIII und 320 S.) 1929. 30 RM.
4. **Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes.** Von W. SCHRIEL. Mit 9 Tafeln und 27 Textfiguren. Gr.-8°. (VII und 105 S.) 1930. 12 RM.
5. **Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten.** Von C. HAHNE, G. RICHTER und E. SCHRODER. Mit 8 Tafeln und 56 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 180 S.) 1930. 17 RM.
6. **Betikum und Keltiberikum in Südostspanien.** Von R. BRINKMANN. Mit 7 Tafeln und 32 Textabbildungen. Gr.-8°. (VII und 108 S.) 1931. 14 RM.
7. **Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes.** Von R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 47 Textabbildungen. Gr.-8°. (VI und 128 S.) 1931. 12 RM.
8. **Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen.** Von HERM. SCHMIDT. Mit 2 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (IV und 85 S.) 1931. 8 RM.
9. **Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten.** Von G. RICHTER und R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 56 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (VII und 121 S.) 1933. 13 RM.
10. **Der betische Außenrand in Südostspanien.** Von R. BRINKMANN und H. GALLWITZ. Mit 3 Tafeln und 22 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 95 S.) 1933. 12 RM.
11. **Ostpyrenäen und Balearen.** Von H. ASHAUER und J. S. HOLLISTER. Mit einem paläontologischen Beitrage von O. H. SCHINDEWOLF und Schlußbemerkungen von H. STILLE. Mit 8 Tafeln und 44 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 208 S.) 1934. 18 RM.
12. **Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien).** Von H. KARRENBERG. Mit 4 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (V und 104 S.) 1934. 12 RM.
13. **Der Bau der mittleren Südpynäen.** Von P. MISCH. Mit 6 Tafeln und 51 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (VI und 168 S.) 1934. 18 RM.
14. **Deckenbau im Apenninbogen.** Von R. TEICHMÜLLER und H.W. QUITZOW. Mit 8 Tafeln und 58 Textabbildungen. Gr.-8°. (VII und 186 S.) 1935. 17 RM.
15. **Die Grenze von Alpen und Apennin.** Von R. TEICHMÜLLER und J. SCHNEIDER. Mit 6 Tafeln und 21 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 61 S.) 1935.

WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG · BERLIN SW 68