

## Werk

**Titel:** Der Deckenbau des Nordapennin zwischen Modena und Massa- Carrara

**Autor:** Teichmüller, R.

**Jahr:** 1935

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223\\_1935\\_0013|log8](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1935_0013|log8)

## Kontakt/Contact

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

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

## I. Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara.

Von

R. TEICHMÜLLER.

G. STEINMANN hat als erster im Nordapennin Deckenbau angenommen: eine mächtige Serie fossilärmer Schiefer und Grüner Gesteine (die sog. Ophiolith-Formation), die nach STEINMANN das Jungmesozoikum umfaßt, soll von Südwesten als „Ligurische Decke“ auf das  $\pm$  autochthone („toskanide“) Mesozoikum und Alttertiär des Nordapennins überschoben sein. N. TILMANN, O. LUDWIG, L. KOBER u. a. folgten G. STEINMANN in dieser Deutung. In jüngster Zeit sind G. ROVERETO, G. MERLA, R. STAUB und P. DE WIJKERSLOOTH zu einer ähnlichen Auffassung gekommen. — Aber auch an Widerspruch fehlte es nicht. Immer wieder tauchte der Gedanke auf, daß die Ophiolith-Formation dem Eozän angehöre (z. B. D. ZACCAGNA und B. LOTTI) oder daß sie zwar mesozoisch sei, aber vom Eozän überlagert würde (z. B. F. SACCO und P. PRINCIPI). Auch unter den Anhängern der Deckentheorie herrscht keine Einigkeit. Nach STEINMANN, TILMANN, KOBER und WIJKERSLOOTH liegen die Wurzeln der Ligurischen Decke im Westen unter dem Tyrrhenischen Meer, nach ROVERETO dagegen unter der Po-Ebene. R. STAUB sucht sie schließlich im Hochapennin selbst. Ebenso gehen die Meinungen über den Bewegungs-Mechanismus noch weit auseinander: L. KOBER, R. STAUB u. a. sehen im Nordapennin ein Gebirge von alpinem Typ, während WIJKERSLOOTH Alpen und Apennin scharf getrennt wissen will; die Alpen sollen nach ihm das Ergebnis eines Zusammenschubs —, der Apennin das einer Zerrung verbunden mit Troggleitung sein.

Es war also zunächst einmal festzustellen, ob im Nordapennin tatsächlich derart große Überschiebungen nachgewiesen werden können, wie es STEINMANN seinerzeit auf Grund relativ weniger Beobachtungen angenommen hatte.

### A. Der Nachweis der Ligurischen Decke.

Die Liguriden-Hypothese STEINMANN'S setzt voraus, daß die Ophiolith-Formation jungmesozoisch ist und überall das Eozän überlagert. Diese Voraussetzungen sind aber keineswegs allgemein anerkannt; vielmehr ist das jungmesozoische Alter der Ophiolith-Formation, — ihr Auflager auf dem Alttertiär, ja überhaupt ihre Abgrenzung nach unten und oben umstritten.

#### 1. Die Zusammensetzung der Ophiolith-Formation.

##### a) Sedimente.

Die Ophiolith-Formation wird vorwiegend von dunklen fossilarmen<sup>2)</sup> Schiefertonen („Argille scagliose“) und Tonschiefern („Argilloscisti“) aufgebaut. Sie erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. An ihrer Basis stellen sich sandige, glimmerreiche Letten ein, die mit Konglomeraten und Brekzien wechselagern (so z. B. an der Barberino-Brücke nördlich von Bobbio und bei Rovegno im Trebbia-Tal, im oberen Baganza-Tal [a 1], bei Rossena [c 1], Tresana [a 2] (s. auch Taf. 2) und andernorts). Unter den Geröllen herrschen Granite, Gneise und Glimmerschiefer vor; sie sind meist faustgroß, erreichen aber bei Castello di Tresana [a 2] auch einen Durchmesser von 1,50 m. In den Konglomeraten treten gelegentlich Bänke von majolika-artigen Kalken auf. Im Hangenden werden sie häufiger und schließen sich zu linsenförmigen Einschaltungen zusammen.

Gelegentlich finden sich in den Schiefertonen auch rote Hornsteine, so z. B. bei Isola di Rovegno im Trebbia-Tal, bei Varese Ligure, im Vara-Tal nördlich Spezia, bei Aulla-Bibola [a 3], bei Camporgiano-Roccalberti [b 3], 8 km nördlich Berceto [a 1] (Abb. 2), im unteren Reno-Tal [e 2], bei Prato und Impruneta nahe Florenz, beim Futa-Paß zwischen Bologna und Florenz und andernorts. Sie erinnern an die jurassischen Radiolarite der Alpen. Anscheinend sind sie nicht im engeren Sinne horizontbeständig, denn sie liegen bald über, bald unter den majolika-artigen Kalken, ohne daß immer tektonische Verschuppungen bezw. Überkippungen anzunehmen wären. — Wie ZACCAGNA hervorhebt, sind die roten Hornsteine oft mit Grünen Gesteinen verknüpft; jedoch stellen sie keine Kontakprodukte dar.

Auf den Tonschiefern (Argilloscisti i. e. S.) ruhen sandige Kalke und Kalksandsteine, die eine Mächtigkeit von mehr als 700 m er-

2) Schlammproben lieferten bislang keine Foraminiferen.

reichen. Da diese Schichten stets konkordant auf den Argiloscisti liegen und im Osten allmählich aus ihnen durch Wechsellagerung hervorgehen, seien sie noch zur Ophiolith-Formation i. w. S. gerechnet.

#### b) Grüne Gesteine.

Wie schon der Name sagt, ist die eigentliche Ophiolith-Formation reich an Grünen Gesteinen. Häufig sind Serpentine, die vorwiegend aus Lherzoliten und Harzburgiten hervorgegangen sind, und Diabase; seltener sind Pyroxenite und Gabbros (mit teilweise uralitisierten Diagonalen), Hornblendegabbros und gabbroähnliche Diorite. Während die Serpentin- und Gabbrovorkommen meist nur wenige hundert Meter Durchmesser erreichen, schließen sich die Diabase in der Garfagnana [b 3] zu Platten von mehreren Quadratkilometern zusammen.

#### c) Granite.

Vereinzelt finden sich kleinere Granite, so bei Tresana [a 2] und Camporgiano [b 3] (vgl. Taf. 2), bei Canossa [c 1], Berceto [a 1] und andernorts. Überall sind sie mit den Granitkonglomeraten der Argiloscisti verknüpft. Der Verband der Ophiolith-Formation mit dem Granit ist besonders klar bei Berceto aufgeschlossen (Abb. 1). Hier ruht grober Granitdetritus auf Granit; nach oben



Abb. 1. Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Granit von Rombecco. 4,5 km SSW von Berceto [a 1].

schalten sich Schiefer ein, der Detritus wird feiner und verliert sich schließlich ganz. Bei Rombecco stellen also die Granitbrekzien das Basalkonglomerat der Ophiolith-Formation dar. Ebenso ist es bei Ricco südlich Tresana [a 2] (s. Taf. 2 und Abb. 4). Da die Granite keinerlei Verwandtschaft mit den Grünen Gesteinen der Ophiolith-Formation haben, wie BONATTI und MERLA zeigten, und stets an der Basis der Ophiolith-Formation auftreten, dürften sie das primäre Liegende der Ophiolith-Formation sein.

## 2. Alter und Schichtenfolge der Ophiolith-Formation.

Wir betrachten zunächst die Fossilfunde und versuchen dann, die Schichten zeitlich einzuordnen und hinsichtlich ihrer Fazies zu vergleichen.

### a) Fossilfunde.

Im Süden des Hochapennins sind im Untersuchungsgebiet nur an vereinzelt Stellen Fossilien in der Ophiolith-Formation gefunden worden:

Bei Vezzano (Spezia) [a 3] sammelten COCCHI und CAPELLINI in einem Sandstein ähnlich denen, welche in der Ophiolith-Formation sonst vorkommen, einen Ammoniten, der von MENEGHINI als *Peroniceras cocchi* bezeichnet wurde (DESIO 1920 S. 239; vgl. SACCO 1893 b S. 631). Bei Mezzana [a 3] fand ZACCAGNA in Kalken, die die „Argiloscisti ofitiferi“ überlagern, einen *Inoceramus* (SACCO 1905 S. 252).

Im Hochapennin ist die Ophiolith-Formation wenig verbreitet und hat auch nur selten Fossilien geliefert. SACCO (1905 S. 252) führt *Inoceramus* sp. aus den Argiloscisti bei La Costa, Montelungo und Gravagna nördlich von Pontremoli [a 1—2] an, ferner nicht näher bestimmbare Ammoniten vom Passo Lagostrello [a 2] und vom Passo del Cerreto [b 2] (1925 S. 42).

Wesentlich zahlreicher sind die Funde in der Emilia, wo die Ophiolith-Formation große Flächen einnimmt. Die wichtigsten Funde seien von Westen nach Osten aufgezählt:

Bei Pracchiola kommen nach SACCO *Inoceramen* vor. Ich selbst sammelte einen *Inoceramus* sp. in den sandigen Einschaltungen der Mergelkalke an der Straße Berceto—Calestano [a 1] nordöstlich von Castello. Er gehört nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. LEONH. RIEDEL mit Sicherheit einer oberkretazischen Art an, wenn auch die genauere Zugehörigkeit zweifelhaft bleibt.

Bei Selvanizza und Ranzano [b 1—2] wurden *Inoceramus* cf. *crispus* MANT. und ein Ammonit auf sekundärer Lagerstätte gefunden; sie dürften jedoch aus der Ophiolith-Formation stammen (SACCO 1893 a S. 23, 28 u. 30). Weiter führt SACCO aus ihr an: von Torre Traversetolo [c 1] *Rhynchonella vespertilio* BR. (SACCO 1893 a S. 28), von Canossa [c 1] *Inoceramus* sp. (1923 S. 191 f.), von Paullo [c 1], Vallestra und dem Tresinaro-Tal bei Scandiano [d 1] *Cycadeoidea capelliniana* SOLMS (SACCO 1893 a S. 27), ferner von der Lokalität Tre Croci in den Hügeln von Scandiano [d 1] einen unbestimmbaren Ammoniten (1893 S. 30). Bekannt ist der Fund eines Rostrums bei S. Valentino [d 1] (SACCO 1928 S. 14), das zuerst als Krokodilschädel angesprochen, später aber von GORTANI und NOPCSA als Relikt eines Dinosauriers gedeutet wurde.

Im Bereich des Secchia-Tales ist die Lokalität Costa dei Grassi berühmt [b 2]. SACCO (1893 a S. 28 f.) nennt außer Inoceramen *Pachydiscus* cf. *galicianus* FAVRE und *Hamites* sp. Diese Fossilien wurden in Sandsteinen gefunden, die mit Schiefertonen wechsel-lagern. In den „galestri“ unterhalb des M. Cusna [b 2] sammelte ZACCAGNA (1931 S. 298) Inoceramen. LOTTI (1895 S. 433) fand bei Barigazzo [c 2] in Sandsteinen, die die Ophiolith-Formation i. e. S. überlagern, einen *Inoceramus*, der von DE STEFANI als *Inoceramus* aff. *cripsii* MANT. bestimmt wurde. Bei Gombola [d 2] ist *Ichthyosaurus campylodon* CART. var. *mutinensis* nachgewiesen (SACCO 1893 a S. 31), an der Rocca corneta [d 3] *Acanthoceras mantelli* SOW. (SACCO 1892 S. 461). Reicher ist die Umgebung von Montese [e 2]. Neben Inoceramen fand sich *Hamites* sp. (SACCO 1893 a S. 28 f.). Schließlich lieferten Porretta und Umgebung [e 3] neben Inoceramen und unbestimmbaren Ammoniten im Tunnel von Casale *Schloenbachia* cf. *goupiliana* D'ORB., *Ammonites neptuni* GEIN. (bei Fradetto) und *Oxyrrhina mantelli* AG. (bei Bombiana), sowie *Otodus appendiculatus* (SACCO 1893 a S. 29 ff.).

Diese Funde sind nicht eben zahlreich. Dabei sind die Fossilien schlecht erhalten. Immerhin zeigen sie, daß die Ophiolith-Formation i. w. S. beiderseits des Hochapennins nicht dem Alttertiär, sondern dem Mesozoikum angehört. Wo eine nähere Bestimmung möglich ist, weisen die Ammoniten und Inoceramen auf Oberkreide hin, und zwar vom Cenoman bis zum Senon. Darum glaubte SACCO die Schiefertone (Argille scagliose), ja die gesamte Ophiolith-Formation in die Oberkreide stellen zu müssen.

Indessen haben VINASSA DE REGNY (1900) und NEVIANI in den Hornsteinen der Ophiolith-Formation der Emilia bei Savignano, Grizzana, Lissano, Bombiana, Lizzo, Prada und anderenorts im Reno-Tal [e 2—e 3] Radiolarien des Oberen Jura nachgewiesen, während RÜST bereits 1885 (S. 273) auf das oberjurassische Alter der Radiolarite in Toskana aufmerksam gemacht hatte. Damit stimmt überein, daß *Calpionella alpina* LOR., die nach CADISCH auf Tithon und Infravalendis beschränkt ist, sowohl im Norden des Hochapennins — bei Bobbio (LUDWIG S. 50) und Rovigno (ROVERETO 1931 S. 32) — wie im Süden bei Prato (STEINMANN 1913 S. 573), Impruneta (CADISCH S. 254) und Livorno (STEINMANN 1913 S. 574) in den Kalken der Argilloscisti und Argille scagliose gefunden ist. Da majolikaähnliche Kalke in enger Verknüpfung mit Radiolariten sehr häufig in den tieferen Schichten der Argille scagliose auftreten, dürfte der tiefere Teil der Ophiolith-Formation im ganzen Nordapennin dem Oberen Jura angehören.

## b) Die Schichtfolge.

Oberjura und Obere Kreide sind, wie sich im vorhergehenden gezeigt hat, in der Ophiolith-Formation nachweisbar. Es fragt sich nun, welche Schichten dem Oberen Jura und welche der Oberen Kreide zuzurechnen sind.

Jura. Sicher oberjurassisch sind die basalen Schichten; denn schon in den tiefsten Teilen der Ophiolith-Formation treten bei Bobbio, wie LUDWIG dargelegt hat, Calpionellen auf. Dem Oberjura gehören ferner die Laven und Intrusiva der Grünen Gesteine an. Das ergeben folgende Beobachtungen: an der Barberino-Brücke bei Bobbio werden die Serpentine von Konglomeraten transgressiv überlagert, in deren Hangendem LUDWIG calpionellenführende Kalke fand. Die Serpentine sind darum älter als ein Teil der Calpionellenkalke. Bei Aulla sind aber noch Calpionellen-Kalke von Grünen Gesteinen gefrittet worden. Auch werden die calpionellenführenden Schichten an der Barberino-Brücke noch von Diabas durchbrochen. Die Grünen Gesteine sind also teilweise auch jünger als die Calpionellenkalke. Darum darf man aus der ständigen Vergesellschaftung von Grünen Gesteinen, Calpionellenkalken und Radiolariten wohl schließen, daß die Eruptionen und Intrusionen der Grünen Gesteine während der Sedimentation der Calpionellenkalke erfolgten.

Kreide. Erst in den Sandsteinen und Kalken über den Grünen Gesteinen treten keine Calpionellen mehr auf. Hier erscheinen Inoceramen und Ammoniten der Oberkreide (Varzi, Pian del Creto, Berceto). Im oberen Trebbia-Tal ist die Grenze ziemlich scharf. Rotschiefer und Quarzite bilden dort die Basis der Inoceramenschichten. Für Aufarbeitungen zu Beginn der Oberkreide spricht auch das Auftreten eines ca. 30 m mächtigen Konglomerates an der Basis der fossilführenden Oberkreide von Cassio [a 1] (s. Abb. 2). Es enthält neben Graniten und Porphyren zahl-

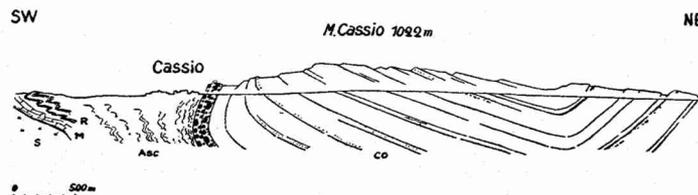


Abb. 2.

Die Oberkreide-Mulde von Cassio (8 km nördlich von Berceto [a 1]).  
S Serpentin, M Majolika-Kalk, R Radiolarit, Asc Argilloscisti, co Oberkreide.

reiche Serpentine, Majolikakalke und Radiolarite aus der Ophiolith-Formation. — Ferner konnte Unterkreide niemals durch Fossilien belegt werden. Somit dürfte die Oberkreide zwischen Bobbio und Berceto transgredieren. Jedoch konnte niemals eine Winkeldiskordanz nachgewiesen werden. Eine austrische Faltung, wie sie KOBER (1927 S. 286 f.) annahm, könnte nur außerhalb des Sedimentationsbereiches der Liguriden stattgefunden haben.

Im Südosten nehmen die tonigen Einschaltungen in der Oberkreide zu, gleichzeitig werden sie mächtiger. In diesen höheren (oberkretazischen) Argille scagliose sind die Ammoniten im Casale-Tunnel bei Porretta [e 3], an der Costa dei Grassi [b 2] und anderen Orten gefunden worden. Im Marecchia-Tal wird die Oberkreide schließlich nur noch von Argille scagliose vertreten, wie PRINCIPi u. a. gezeigt haben. Eine petrographische Trennung von Jura und Kreide ist hier nicht mehr durchzuführen; bei der Kartierung konnte also nur die kalkige Oberkreide ausgeschieden werden.

Es ergibt sich somit folgende stratigraphische Gliederung der Ophiolith-Formation:

		Ältere Bezeichnungen
Kreide	Kalke mit sandigen und tonigen Einschaltungen. Im Südosten (Marecchia-Tal) Schiefertone.	„Arenarie superiore“, „Pietraforte“, „Calcari con Fucoidi ed Helminthoidi“, „Costa-Formation“, „Argille scagliose“ im Südosten.
Oberjura	Schiefertone und Tonschiefer mit Calpionellenkalcken, Radiolariten, GrünenGesteinen u. Basalbrekzien	„Galestri“, „Argille scagliose“ i. e. S., „Argilloscisti“ i. e. S., „Blockkalkformation“.

#### Zur Frage des liguriden Eozäns.

Es wird allgemein angenommen, daß die Ophiolith-Formation von Eozän, und zwar in Gestalt von Helminthoideen-Kalken, überlagert wird. So sind auf den geologischen Spezialkarten der Emilia fast alle Mergelkalke mit Helminthoideen ins Eozän gestellt worden. Soweit diese Kalke einwandfrei die Ophiolith-Formation überlagern, haben sie im Untersuchungsgebiet m. W. jedoch keine Nummuliten geliefert, sondern Ammoniten und Inoceramen der Oberkreide. Es sei nur an die Mergelkalke der Costa-Formation bei Varzi erinnert. Auch in den Mergelkalcken von Cassio [a 1], die auf Blatt Parma als Eozän kartiert sind, fand ich einen sicheren *Inoceramus* (s. S. 6). Nur die petrographisch sehr ähnlichen Mergelkalke im Liegenden der Ophiolith-Formation sind reich an Nummu-

liten, so bei Bobbio, bei Barigazzo [c 2] (S. 19), bei Corniglio [a 1] (S. 20) und anderenorts. Sie weisen auf unteres Obereozän.

An sich wäre ja das Auftreten von liguridem Eozän nicht verwunderlich. Vielleicht gibt es wirklich solches. Im Marecchia-Tal lagert nach PRINCIPI Eozän auf Argilloscisti. Ähnlich könnte es auch im Untersuchungsgebiet sein, so z. B. am M. Moscoso [e 2]<sup>3)</sup>, wo Lagerung und Alter des Paläogens noch einer genaueren Prüfung unter diesem Gesichtspunkt bedürfen. Da aber bislang kein nummulitenführendes Eozän im Hangenden der Ophiolith-Formation m. W. nachgewiesen ist, sind auf der geologischen Übersichtskarte (Taf. 1) vorläufig alle Helminthoideen-Kalke<sup>4)</sup> als Oberkreide gedeutet worden.

#### c) Faziesunterschiede.

Der Jura ist innerhalb der Ophiolith-Formation recht gleichförmig entwickelt. Die Faziesunterschiede sind geringfügig. Im Oberjura des Untersuchungsgebietes fehlen z. B. die ca. 40 m mächtigen geschlossenen Calpionellen-Kalke und die Radiolarit-Massen, wie sie im Westen bei Varese Ligure, im Osten bei Firenzuola zwischen dem Passo della Futa und dem Passo Radicosa und im Süden bei Prato auftreten. Auch häufen sich mancherorts die Grünen Gesteine; so ausgedehnte Diabasplatten wie in der Garfagnana finden sich im Norden des Hochapennins nicht wieder.

Auffälliger ist der Gegensatz zwischen der Schiefertone-Entwicklung nördlich des Apennins und der Tonschiefer-Entwicklung im Süden. SACCO (1892 S. 453) hat das bereits in der Nachbarschaft erkannt: „Risalendo la Valle del Taro, si nota come in complesso le argille scagliose vengano gradatamente sostituite da argilloschisti più o meno alternanti con straterelli arenacei.“ Zu dem gleichen Ergebnis kommt man in den Profilen Bobbio-Genua und Bologna-Florenz. Darum muß man SACCO (1892 S. 447) zustimmen, wenn

3) Das Eozän des unteren Baganza- und Parma-Tales gehört nach Mitteilung von R. B. BEHRMANN einem Toskaniden-Fenster an.

4) Helminthoideen-Kalke treten sowohl im Eozän wie in der Oberkreide auf. Denn wie in der Emilia bei Pellegrino Parmense und Calestano (Parma), so findet sich auch bei Varzi und Bobbio das eine Mal *Helminthoidea labyrinthica* mit Ammoniten und Inoceramen der Oberkreide, das andere Mal mit Nummuliten des Eozäns. Wie SACCO (1925 S. 35) mit Recht hervorhebt, ist dieses Problematikum an eine Fazies, nicht aber an einen Horizont gebunden. *Helminthoidea labyrinthica* ist also kein Leitfossil. — Die überraschende Ähnlichkeit der sandig-mergeligen Alberese-Kalke des Eozäns mit denen der Oberkreide war schon CAPELLINI (1890 S. 6) und PRINCIPI aufgefallen.

er sagt: „In generale si può dire, che gli argilloschisti trovansi specialmente nell' alto Appennino, mentre le argille scagliose sviluppano . . . nel Subappennino sul versante padano.“ Darum treten auch mit Annäherung an die Tyrrhenis die großen Bergschlipfe mehr und mehr zurück.

Eine etwas größere tektonische Beanspruchung der Schichten im Südwesten mag zur Verfestigung der Schiefertone beigetragen haben, im wesentlichen ist diese aber wohl die Folge eines höheren Gehaltes an kieseligem Bindemittel und Quarzkörnern.

Der Detritus-Gehalt nimmt nach Südwesten auch in der Oberkreide zu. Denn so mächtige Sandeinschaltungen, wie sie die Arenarie superiore in Ligurien und die Pietraforte in Toskana darstellen, fehlen der Oberen Kreide in der Emilia (der „Scabiazza-Sandstein“ LUDWIG's bei Bobbio ist wesentlich geringmächtiger).

Die Schüttung kam also zur Zeit der Oberkreide im Sedimentationsbereich der Ophiolith-Formation teilweise von Südwesten. Dagegen weist das Berceto-Konglomerat auf eine kristalline Schwelle im Nordosten. Von dieser dürften auch die lateritischen Einschwemmungen stammen, die für die Argille scagliose des Subapennins der Emilia bezeichnend sind.

### 3. Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Alttertiär der Toskaniden.

Die vorstehenden Ausführungen ergaben, daß die Ophiolith-Formation tatsächlich jungmesozoisch ist, wie es G. STEINMANN bereits 1907 angenommen hatte. Es fragt sich nun noch, ob die Ophiolith-Formation auf oder unter dem Alttertiär liegt, eine Frage, die durch die Untersuchungen von PRINCIPI (1930) bei Rocca Corneta und Sèstola erneut aufgeworfen ist.

Vorausgeschickt sei ein kurzer Überblick über die Entwicklung des Eozäns zwischen Massa-Carrara und Modena. Es gliedert sich hier ähnlich wie bei Bobbio von oben nach unten in

3. mergelige Kalke („Foraminiferen-Mergelkalk“)
2. Schiefertone mit Kalkbänken („Kalk-Ton-Gruppe“)
1. Sandsteine („Macigno“).

Diese Dreigliederung ist bei Fosdinovo [a 3], Camporgiano [b 3], vor allem aber bei Barigazzo [c 2] und Castello di Graiano bei Corniglio [a 1] recht deutlich. — Im Hochapennin fehlen über den Sandsteinen „Kalk-Ton-Gruppe“ und „Foraminiferen-Mergelkalk“. Dabei handelt es sich größtenteils um eine fazielle Vertretung der Kalke durch Sandsteine; denn in Kalklinsen innerhalb der höchsten Sandsteine des M. Cimone [d 2—3] hat LOTTI eine obereozäne Fauna nachgewiesen, während ANELLI (1908) aus den tieferen Foraminiferen-Mergelkalen des Baganza-

und Parma-Tales [a 1] eine Fauna beschrieb, die etwa dem Auvers entsprechen dürfte.

Wie die Profile von ZACCAGNA (1932) zeigen, taucht das Eozän der Apuaner Alpen, das zwischen Sarzana und Massa [a 3] noch Nummuliten des Mittleren und Oberen Eozäns (ZACCAGNA 1932 S. 299) geliefert hat, unter die Ophiolith-Formation der Lunigiana. Die Foraminiferen-Mergelkalke sind nördlich von Fosdinovo intensiv verruschelt; das Auflager selbst ist m. W. nicht erschlossen.

Auch im Magra-Durchbruch nordöstlich von S. Stefano [a 3] fällt der Macigno-Sandstein unter die Ophiolith-Formation der Mulde von Aulla bzw. der Senke von Sarzana (s. Taf. 1 oberes Profil).

Sehr klar ist ferner die Ummantelung des Macigno-Sattels von Tresana [a 2] durch die Ophiolith-Formation (s. Taf. 2 unten). Nach Nordosten ist der Sandstein, dessen eozänes Alter durch Nummulitenfunde in der nächsten Nachbarschaft (s. ZACCAGNA 1925 S. 17, 1932 S. 289) sichergestellt ist, steil auf die Ophiolith-Formation aufgeschoben. Nach Südwesten taucht er allmählich unter die Serie mit den Grünen Gesteinen. Besonders deutlich ist dieses im Süden, wo er axial absinkt. In fensterförmigen Aufbrüchen erscheint das Eozän nochmals nordwestlich von Ricco und südlich von Tavella, wie es Abb. 3 veranschaulicht.

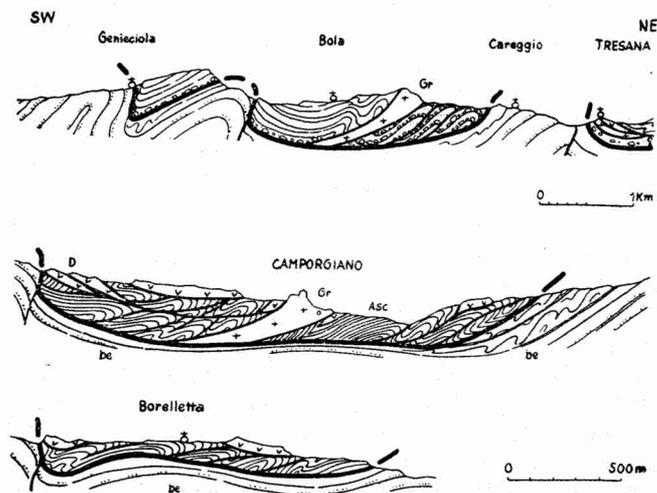


Abb. 3. Profil durch die Deckenmulden der Liguriden bei Tresana [a 2] und Camporgiano [b 3].

Auf den Sandsteinen und Schiefen des toskaniden Eozäns (bc) ruht verschupptes Ligurikum mit Argillocisti (Asc), Grünen Gesteinen (D) und Graniten (Gr).

Die Aufschlüsse sind in der Umgebung von Tresana so klar, daß dort niemals an der Überlagerung des Eozänsandsteins durch die Ophiolith-Formation gezweifelt worden ist. Da hier somit Jungmesozoikum auf Eozän ruht, muß das Auflager tektonisch sein. Dafür spricht noch folgendes:

1. Trotz der intensiven Verknäulung und Verschuppung innerhalb der Ophiolith-Formation ist der Eozänsandstein relativ wenig gestört. Das Ausmaß des Zusammenschubs ist in der Ophiolith-Formation sehr viel größer als im Liegenden. Das setzt zum mindesten eine große Abscherung an der Basis der Ophiolith-Formation voraus.

2. In der Ophiolith-Formation finden sich zahlreiche kleine Granite. Der Granit ist bald feinkörnig, bald grobkristallin, bald pegmatitisch. Obwohl die Vorkommen einen Durchmesser von 1 km erreichen, ist keinerlei Metamorphose in den Kalken und Schiefer-tonen am Kontakt, der besonders klar am Gipfel des M. Piaggia erschlossen ist, festzustellen. Stattdessen ist der Granit fast stets mehr oder minder mylonitisiert u. das Nebengestein ver-ruschelt. Der Kontakt ist also tektonisch. Die Granite können somit nur als Schubfetzen ge-deutet werden. Das hat

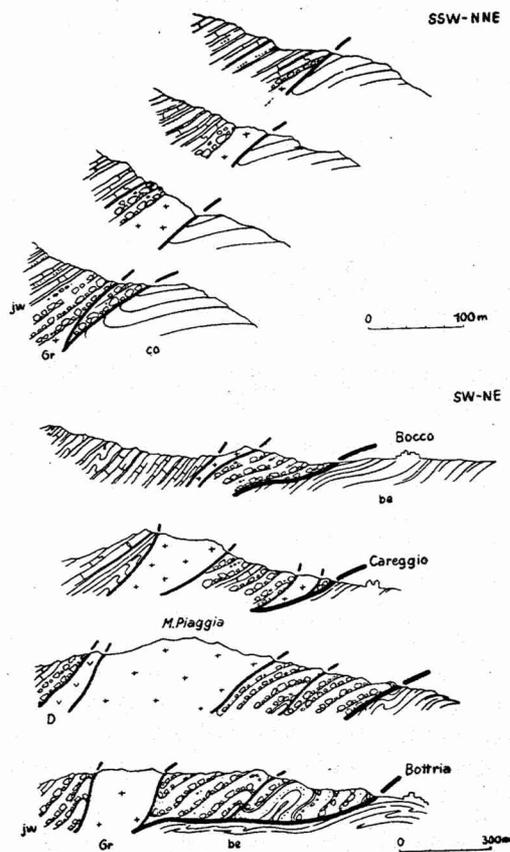


Abb. 4. Profile durch die Granitschuppen an der Liguridenbasis bei Ricco und am M. Piaggia bei Tresana [a 2].

be toskanides Eozän, Gr ligurider Granit, jw Argiloscisti des Oberen Jura, D Grüne Gesteine der Ophiolith-Formation, co Kalke und Kalksandsteine der Oberen Kreide.

MERLA (S. 23—36) bei Tresana bereits eingehend dargelegt. G. HERBST (s. Taf. 2) bestätigte es. Demgegenüber will es wenig besagen, daß unsere Profile (s. Abb. 4) von denen MERLA's (1933 Fig. 6 u. 8) in Einzelheiten abweichen.

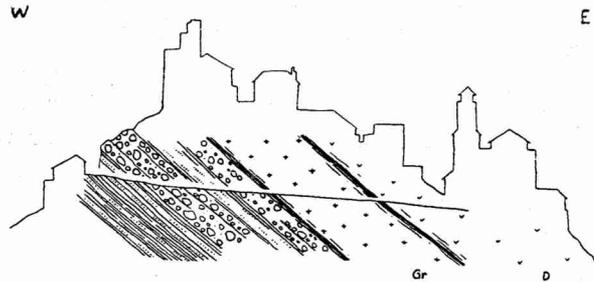


Abb. 5. Profil durch die Granitschuppe von Tresana [a 2].

Gr Granit, D Diabas.

Auch die Grünen Gesteine sind tektonisch begrenzt, wie die verruschelten Kontakte zeigen. Aber die Ophiolithe selbst sind doch selten so durchbewegt wie die Granite: diese sind eben echte Schubfetzen, während die Grünen Gesteine nur von den Tonen abgeschert sind. — Irgendwelche Zufuhrkanäle für die Grünen Gesteine sind im Liegenden der Ophiolith-Formation bei Tresana niemals beobachtet worden.

Alles führt zum Schluß: die Ophiolith-Formation ruht bei Tresana als eine in sich zerschuppte Schubmasse auf dem eozänen Flysch.

In der Umgebung von Camporgiano in der Garfagnana [b 3] (vgl. Taf. 2 oben) fand MERLA (S. 14—22) weitere Beweise für die tektonische Überlagerung des Alttertiärs durch die Ophiolith-Formation und für die Schubschollennatur der Granite. G. HERBST und ich können MERLA's Darstellung im wesentlichen nur bestätigen (s. Abb. 3).

Schon die Profile, die ZACCAGNA von der Garfagnana gab (1894 und 1932) zeigen das Untertauchen des Eozäns vom Hochapennin einerseits und von den Apuaner Alpen andererseits unter die Ophiolith-Formation der Garfagnana. Es handelt sich hierbei um eine einfache Mulde (vgl. auch MERLA 1933 S. 14 Fig. 3). Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Eozän ist 200 m östlich der großen Eisenbahnbrücke oberhalb eines Steinbruches nahezu erschlossen: über fast horizontal ruhendem Macigno-Sandstein, der

keine Spuren stärkerer tektonischer Beanspruchung zeigt, liegen intensiv verschuppte und gefaltete Schiefertone mit Kalkbänken, die von Serizithäuten umkleidet sind. Besser erhalten sind die Ophiolithe, die oft noch Blocklaven-Strukturen erkennen lassen; nur die Grenzflächen weisen Spuren starker Bewegungen auf. Offenbar wurden die relativ starren Diabasdecken von den Argilloscisti weitgehend abgeschert.

Überraschend stark mylonitisiert ist der Granit von Camporgiano. Kaum einmal findet sich das Gestein unversehrt, stets ist es mehr oder weniger fein zerrieben. Spuren von Kontaktmetamorphose fehlen in der Nachbarschaft des Granites. Ebenso sind trotz der tiefen Aufschlüsse niemals irgendwelche Eruptivgänge im Liegenden der Ophiolith-Formation, d. h. also im Eozän, gefunden worden. Und wie häufig müßten doch Förderkanäle in der Garfagnana sein, wenn man mit ZACCAGNA, LOTTI und anderen annehme, daß hier die Diabase und Granite wurzeln.

Die Überlagerung des Eozäns durch die jungmesozoische Ophiolith-Formation, die starke Durchbewegung der Argilloscisti, die Mylonitisierung der Granite und das Fehlen der Förderkanäle im Liegenden der Ophiolith-Formation lassen auch bei Camporgiano nur die eine Deutung zu: daß die Ophiolith-Formation als ortsfremde Schubmasse auf dem Eozän ruht. Dabei ist die schüsselförmige Lagerung gerade in der Garfagnana besonders auffällig (s. auch Taf. 1 mittleres Profil, das die Deckenmulde der Garfagnana östlich von Colle schneidet).

Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Eozän des Hochapennins ist am Südabfall des Gebirges außerhalb der Garfagnana nicht immer deutlich, da hier auf große Erstreckung junge Störungen den Macigno gegen die Ophiolith-Formation begrenzen. Erst wo die Störungen westlich des Magra-Tales ausklingen, findet sich wieder das gewohnte Bild: bei Zeri (10 km WSW von Pontremoli [a 2]) taucht der Macigno allmählich unter die Ophiolith-Formation, um dann in einzelnen Fenstern am M. Gottero und am M. Zuccone bei Bedonia wieder zu erscheinen.

Auf dem Hochapennin selbst sind gelegentlich in kleineren Mulden Schiefertone erhalten. Dabei ist es oft schwer zu entscheiden, ob sie der Kalk-Ton-Gruppe des Eozäns oder den jungmesozoischen Argilloscisti angehören. Nur wo die ständigen Begleiter der jungmesozoischen Argilloscisti wie die Radiolarite, die Majolika-artigen Kalke und die Grünen Gesteine erscheinen, ist

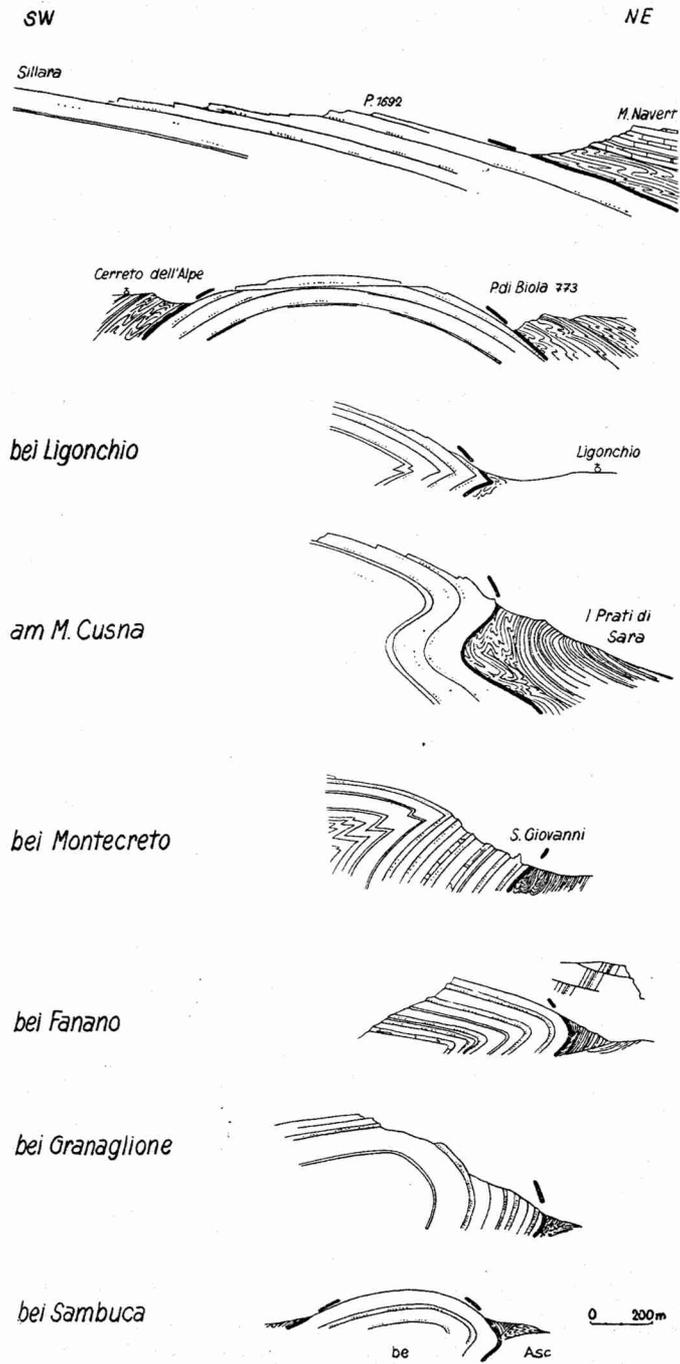


Abb. 6. Das Eozän des Hochapennins taucht unter die Ophiolith-Formation der Emilia.

be Eozän der Toskaniden, Asc Argilloscisti des liguriden Mesozoikums.

das Auftreten der Ophiolith-Formation im Hangenden des Eozäns wirklich gesichert. Das ist in den Mulden von S. Marcello [d 3] und vom M. Sillano bei Ospedaletto [b 2] der Fall. Besonders klar ist in der Mulde vom M. Sillano das allseitige Untertauchen des Macigno-Sandsteins unter die Ophiolith-Formation erschlossen.

Am Nordabfall des Hochapennins sinkt der Macigno westlich des Passo Lagostrello allmählich unter die Ophiolith-Formation (s. Abb. 6 oben). Von besonderem Interesse ist es, daß SACCO (1892 S. 457) hier Granite nahe der Basis der Ophiolith-Formation beobachtet hat. Vielleicht entsprechen sie den Schubspänen von Tresana und Camporgiano. Auch am Cerreto-Paß [b 2] zeigt der Macigno-Sattel von Cerreto d'Alpe, daß die Ophiolith-Formation auf dem Eozän liegt. Die Argillocisti sind am P. di Biola nahe dem Auflager stark durchbewegt. Bei Ligonchio und am M. Cusna [b 2] taucht der Eozänsandstein mit überkippter Flexur unter die Ophiolith-Formation i. w. S., in der ZACCAGNA (1932 S. 298) an der Lokalität Prati di Sara Inoceramen fand.

Ähnlich liegen die Verhältnisse zwischen Montecreto [d 2] und Porretta [e 3] (Abb. 6). Wo Taleinschnitte klare Aufschlüsse geschaffen haben, ist stets das flexurartige Abbiegen des fossilreichen Eozäns unter die Ophiolith-Formation zu beobachten. Im Einzelnen ist dabei die Flexur etwas verschieden. Bei S. Giovanni di Montecreto [d 2] fällt die intensive Kleinfältelung des Sattelkernes auf. Bei Fanano [d 3] ist an der nordwestlichen Talseite die Flexur zerrissen und der Hangendflügel an horizontalen Scherflächen vorbewegt worden. Im Reno-Tal weist das überkippte Granaglione-Gewölbe [e 3] eine intensive Spezialfaltung im Kern auf. Nach Südosten sinkt es axial langsam zum Sattel von Sambuca ab, auch hier beobachtet man an der Talsperre noch einmal das Auflager der Argillocisti auf dem Macigno.

Die Aufschlüsse am Nordrand des Hochapennins sind zwischen dem M. Orsaro und Porretta so überzeugend, daß ZACCAGNA und LOTTI (1910 S. 91) die Ophiolith-Formation für das normale Hangende des Eozäns gehalten haben. Dem widersprach aber die jungmesozoische Fauna der Argillocisti, wie SACCO und jüngst PRINCIPI mit Recht betonten. Beide Forscher waren darum bemüht, Aufschlüsse zu finden, wo der Macigno-Sandstein auf Argillocisti liegt.

SACCO glaubte solche zwischen Pontremoli [a 2] und Borgotaro nachweisen zu können. In der Tat ruhen am M. Molinatico Sandsteine, die denen des Eozäns ähneln, auf Argillocisti. Auch der große Tunnel von Borgotaro ist in den Argillocisti geblieben, —

im Liegenden der Sandsteine (BONARELLI 1901 S. 554). Doch dürften diese hier dem Oligozän angehören; denn die gleichen Sandsteine überlagern auch am nahen M. Barigazzo die Ophiolith-Formation und haben dort Nummuliten des Oligozäns geliefert. Es ergibt sich also, daß bei Pontremoli zwar Sandsteine transgressiv auf den Argiloscisti ruhen, daß sie aber nicht dem Eozän, sondern dem Oligozän angehören.

Bei Sèstola [d 2] und Rocca Corneta [d 3] glaubte PRINCIPI 1930 das transgressive Auflager des Macigno auf den Argille scagliose nachweisen zu können. In beiden Fällen wird ein hoher Macigno-Rücken auf drei Seiten von Argille scagliose umrahmt. Aber bereits der spitzwinklige Verlauf der Schichten im Macigno von Sèstola zur vermeintlichen Transgressionsfläche, den PRINCIPI naturgetreu in seinem Profil (Fig. 6) wiedergibt, veranlaßt Bedenken. An der Rocca Corneta zeigt sich denn auch, daß die hypothetische Transgressionsfläche des Sandsteins auf dem Bilde PRINCIPI'S (1930 Fig. 5) der  $\pm$  horizontale Ausstrich einer steilen Störung ist. Ähnlich ist es auf der Nordseite des Felsens. — Es handelt sich also bei Sèstola und Rocca Corneta nicht um ein transgressives Auflager des Macigno, sondern um keilförmige Macigno-Schollen, die von großen Querstörungen aus der überkippten Randflexur des Hochapennins herausgeschnitten und ein wenig abgesenkt sind.

Nirgendwo im Hochapennin ist bislang m. W. der Beweis erbracht worden, daß der Macigno-Sandstein auf den jungmesozoischen Argiloscisti transgrediert. Vielmehr ist er überall von ihnen überschoben worden. Auch im Kartenbild kommt das Abtauchen des Macigno unter die Ophiolith-Formation zum Ausdruck (Taf. 1). Von Castiglione [e 3] bis zum Passo del Cerreto [b 2] verschwinden immer wieder Macigno-Sättel westwärts unter den Argiloscisti. Bei Castiglione und Porretta [e 3] sinken die Achsen allmählich ab, so daß der Macigno im Flußbett des Reno beim Molinaccio nördlich Pian di Castel [e 3] noch einmal in einem Fenster<sup>5)</sup> erscheint. So unbedeutend auch das Ausmaß dieses Fensters ist, so beweist es doch, daß auch hier noch die Ophiolith-Formation vom Macigno unterlagert wird. — Bei Pievepelago [c 3] und Barigazzo [c 2] ist das Achsengefälle etwas größer (s. Abb. 7 unten). Die Überlagerung des Eozäns durch die Ophiolith-Formation ist hier besonders deutlich. Außerdem liegt bei Barigazzo einmal der seltene Fall vor, daß beide Formationen im selben Profil Fossilien führen: in der Oberkreide der Ophiolith-Formation sammelte LOTTI

5) Wegen seiner Kleinheit konnte es nicht auf Taf. 1 verzeichnet werden.

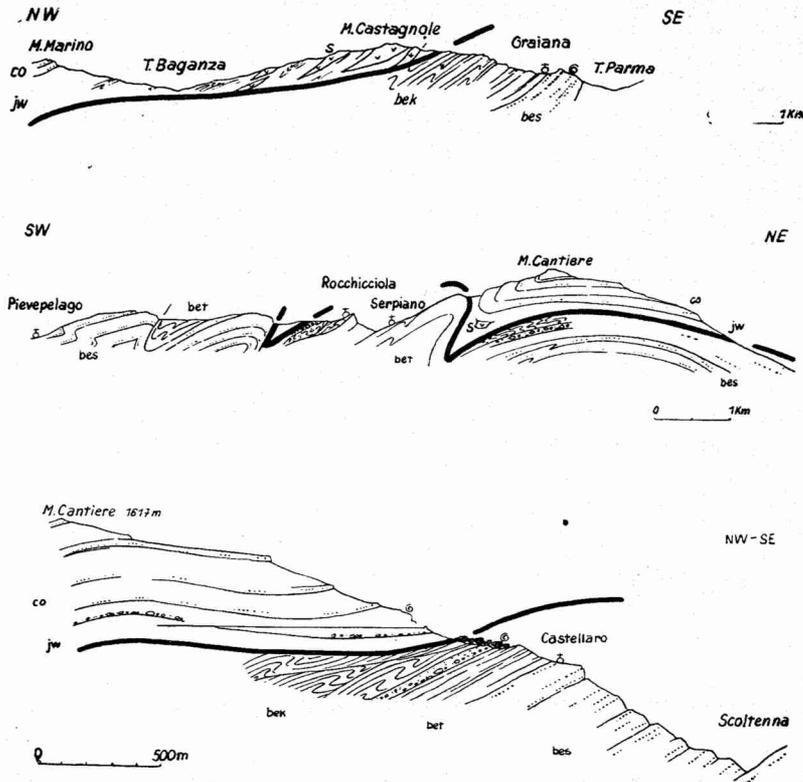


Abb. 7. Inoceramen-führende Oberkreide

überlagert nummulitenführendes Eozän bei Barigazzo [c 2].

jw Argilloscisti des Oberen Jura, S Serpentin, co Oberkreide, bes Eozän-Sandstein (Macigno), bet Tongestein des Eozäns, bek Foraminiferen-Mergelkalk.

(1910 S. 90) im Steinbruch oberhalb der Straße, der auf dem unteren Profil der Abb. 7 angedeutet ist, *Inoceramus* aff. *crispi* MANT., während ich in den Eozänkonglomeraten oberhalb Castellaro Nummuliten fand<sup>6)</sup>. Die intensive Durchbewegung der Schichten nahe der Überschiebungsbahn ist an der Straße südwestlich von Rocchicciola aufgeschlossen; ein Mylonit aus Kalk-, Serpentin- und Granitfetzen bildet die Basis der Ophiolith-Formation. Er ruht

6) Im Gehängeschutt liegen an dieser Stelle zahlreiche Kalkblöcke mit *Cypricardia*, *Thracia*, *Lucina* etc. des Helvets, die einst wohl den Gipfel des M. Cantiere gekrönt haben. Da sich so auf engem Raum Inoceramen neben Miozän-Fossilien und Nummuliten finden, hielt LORTI den Beweis für das alttertiäre Alter vieler Inoceramen für erbracht, umso mehr, als an dieser Stelle ja die Inoceramen über den Nummuliten auftreten.

auf den Foraminiferen-Mergelkalken des Obereozäns, die zu liegenden Falten zusammengestaucht sind.

Von den Macigno-Schuppen des M. Ventasso (= P. 1728 der Taf. 1 [b 2]) abgesehen, die gleichfalls unter die Argilloscisti tauchen (Abb. 16), finden sich die nächsten Aufbrüche von fossilführendem Eozän erst wieder im Parma-Tal [a 1] (s. Abb. 7 oben).

Die Burg von Graiana steht auf Macigno, der hier konglomeratische Lagen einschließt. In einer solchen fand ich bei der Kirche von Graiana [a 1] Nummuliten. Sie zeigen, daß der Macigno tatsächlich dem Eozän angehört. Im Hangenden wird der Eozän-sandstein mehr und mehr plattig. Zahlreiche Tonmittel und ein gewisser Kalkgehalt stellen sich ein. Darüber folgen viele 100 m mächtige Kalke, die den Foraminiferen-Mergelkalken von Bobbio bezw. Barigazzo gleichen. In ihren tieferen Teilen sind sie nicht nennenswert gestört. Im Hangenden stellen sich aber an großen Abscherungsflächen liegende Falten ein. Die Zusammenstauchung wird nach oben stärker. Dann folgen unvermittelt ein Mylonit mit Kalk-, Serpentin- und Granitresten, — einige stark durchbewegte Argilloscisti mit Majolika-artigen Kalken und schließlich Serpentin. Er baut den Gipfelfelsen auf; die Mylonite lassen sich fast ganz um ihn herum verfolgen. Es handelt sich also um eine kleine schwach eingemuldete Klippe der Ophiolith-Formation. Hier kann man tatsächlich einmal die Hand auf die Überschiebung legen.

Ebenso klar erschlossen ist das Auflager der Ophiolith-Formation im Baganza-Tal an der Brücke unterhalb von Poggio di Berceto [a 1]. Hier wird der Foraminiferen-Mergelkalk diskordant von einer flachen Überschiebung abgeschnitten, über der sich stark verruschelte Argilloscisti mit ausgewalzten Linsen von Majolika-artigen Kalken einstellen. An der Überschiebung selbst findet sich in den Straßenkurven hier und einige 100 m nordöstlich ein Mylonit, der wieder von zerquetschten Serpentin-, Kalk- und Granitbrocken aufgebaut wird. Auch bei Berceto kann also an dem Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Eozän kein Zweifel sein.

Fraglich ist nur noch, ob die Mergelkalke des Obereozäns von Calestano und Langhirano [a 1], die petrographisch von der inoceramführenden Oberkreide von Cassio nicht zu trennen sind, fensterartigen Aufbrüchen in der Ophiolith-Formation angehören oder ob sie auf der Ophiolith-Formation transgredieren. Das gleiche gilt für das Eozän des M. Moscoso [e 2]. Bei der intensiven Verfaltung und Verschuppung der Schichten und den schlechten Aufschlüssen wird es noch viele Mühe kosten, diese Frage zu klären?).

7) R. B. BEHRMANN ist inzwischen diesen Fragen nachgegangen. Auf Grund einer Spezialaufnahme glaubt er den Beweis für die Fensternatur des Eozäns im unteren Parma- und Enza-Tal erbringen zu können.

Von diesen noch zweifelhaften Fällen abgesehen, tauchen am Nordrand des Hochapennins Macigno und Foraminiferen-Mergelkalk überall unter die jungmesozoische Ophiolith-Formation der Emilia. Somit haben allerorts große Überschiebungen stattgefunden. Dem entspricht die starke Durchbewegung der Argillocisti, die in fast allen Aufschlüssen der Emilia zu beobachten ist. Wo die Lagerung einmal ruhiger erscheint, zeigt bald das plötzliche Umbiegen der Schichtbänke, daß es sich hier um eine Aufeinanderstapelung isoklinaler Falten und Schuppen handelt. Mit den Überschiebungen steht ferner im Einklang das Auftreten völlig zerquetschter Granite in der Ophiolith-Formation von Rossena (ANELLI 1922). Nirgends läßt sich so leicht wie hier zeigen, daß die Granite keine gangartigen sauren Nachschübe darstellen, wogegen schon ihr Chemismus spricht, sondern tektonische Einschaltungen. An einer sekundären Schubfläche ist hier der kristalline Untergrund der Ophiolith-Formation in diese selbst eingespießt worden. Dabei ist der Granit fast vollkommen ausgeschert worden. Es sind eigentlich nur noch einige größere und kleinere Linsen von Granit, die hier mit Grünen Gesteinen verschuppt sind.

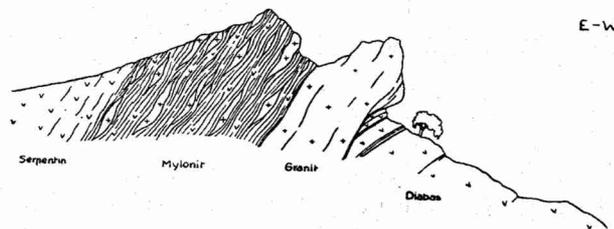


Abb. 8. Granitschuppe in der Ophiolith-Formation bei Canossa [c 1].

Im Süden und Norden des Hochapennins ist also die jungmesozoische Ophiolith-Formation auf das Eozän überschoben worden, und es fragt sich jetzt nur noch, ob es sich hierbei um lokale Aufschüppungen oder um Fernüberschiebungen handelt.

Schon im vorhergehenden hat sich gezeigt, daß die Macigno-Sättel axial unter die Ophiolith-Formation absinken (s. Taf. 1). Darum müßte allein am Nordrand des Hochapennins eine Überschiebung von mehr als 20 km Förderlänge angenommen werden. Aber auch auf dem Hochapennin selbst liegen noch Klippen der Ophiolith-Formation. Ferner werden die Apuaner Alpen im Norden, Westen und Süden von den gleichen Argillocisti mit den gleichen Grünen Gesteinen ummantelt. Das tektonische Bild er-

gibt somit, daß die einzelnen Schubflächen sich zu einer gewaltigen Überschiebungsbahn zusammenschließen.

Diese Folgerung wird durch die Faziesverschiedenheit des Mesozoikums im Hangenden und Liegenden der Überschiebungsbahn bestätigt. Denn das Mesozoikum, das in den Apuaner Alpen und im Hochapennin unter dem Eozän zutage tritt, ist von dem der Ophiolith-Formation völlig verschieden, wie folgende Gegenüberstellung zeigt:

	Im Hangenden der Überschiebung	Im Liegenden der Überschiebung
Ob. Kreide	Mergelkalke und Sandsteine, untergeordnet Argilloscisti, örtlich Basalkonglomerat	bunte Schiefermergel (Scaglia)
Unterkreide	fehlt wahrscheinlich	} weiße Kalke mit Hornsteinen
Oberjura	Schiefertone mit Calpionellenkalken, Grünen Gesteinen, Radiolariten und Basalbrekzien	
Mittl. Jura	fehlt	rote Kalke mit Radiolariten
Unterer Jura	fehlt	graue Hornsteinkalke graue Kalke und Mergel, Hornsteinkalke, rote Ammonitenkalke und weiße massige Kalke
Trias	fehlt	Kalke und gipsführende Dolomite, Basalquarzite

Da die eine Fazies Enklaven in der anderen bildet (z. B. bei Pontremoli [a 2], Vezzano [a 3], am Passo del Cerreto [b 2] und anderenorts (s. TEICHMÜLLER 1932 b S. 435), ohne daß sich Faziesübergänge finden, so würde diese Tatsache allein schon die Annahme deckenartiger Überlagerung notwendig machen.

### Ergebnis.

Der Macigno taucht allenthalben unter die Ophiolith-Formation; stets ruht Jungmesozoikum auf Eozän. Die einzelnen Überschiebungen fügen sich zu einer großen Deckengrenze zusammen. In ihrer Nähe sind die Gesteine intensiv verschuppt und mylonitisiert. Dazu stellen sich an der Basis der Ophiolith-Formation Granit-Schubfetzen ein. Für eine deckenartige Überlagerung spricht ferner, daß sich im Liegenden der Ophiolith-Formation niemals Förderschloten für die zahllosen Grünen Gesteine gefunden haben, und daß das Mesozoikum der Ophiolith-Formation von dem, welches unter dem Eozän zutage tritt, faziell völlig verschieden ist. Die STEINMANN'sche Liguriden-Hypothese hat sich also im wesent-

lichen bestätigt. Darum sei im folgenden mit STEINMANN die Ophiolith-Formation als „Liguriden“ bezeichnet, die überfahrene Scholle als „Toskaniden“.

### **B. Schubrichtung und Ausmaß der Ligurischen Decke.**

Die Ophiolith-Formation ruht als Schubmasse auf dem eoänen Flysch. Es bleibt die Herkunft der Decke zu klären. Drei Wege sind dazu möglich:

1. Wenn die Vergenz der Deckenfaltung mit der Richtung des Deckenschubes übereinstimmt, so erlaubt die Vergenz einen Schluß auf die Schubrichtung.

2. Wenn Faltung und Vortiefen-Bildung sich in der Schubrichtung der Decke verlagern, so weist das Wandern der apenninen Randsenke und ihrer Anfaltung auf die Richtung der vorangegangenen Deckenbewegung hin.

3. Schließlich muß auch aus der Stellung des liguriden und toskaniden Faziesbereichs im alpinen Orogen die Herkunft der Liguriden hervorgehen.

#### **1. Die Beziehungen zwischen dem Deckenschub und der Vergenz der Deckenfaltung.**

Wie die Profile durch den Nordapennin (Taf. 1) zeigen, ist die Schubbahn der Liguriden nachträglich gefaltet worden; der Zusammenschub überdauerte also die Überschiebungsphase. Wenn der Bewegungssinn der gleiche geblieben wäre, so könnte aus der Vergenz der Deckenfaltung auf die Schubrichtung geschlossen werden.

In Abb. 9 sind die wichtigsten Vergenzen des apenninen Faltenstranges zusammengestellt. Es ergibt sich, daß wie im ganzen Apennin, so auch im Nordapennin die Nordost-Vergenz überwiegt. Aber zonenweise treten auch Südwest-Vergenzen auf; das hat R. STAUB 1932 mit Recht betont. Auch ist STAUB zuzustimmen, daß der Nordapennin bis zu einem gewissen Grade zweiseitig gebaut ist; denn zwischen Pontremoli [a 2] und Pracchia [d 3] vergieren die Falten im Norden des Hochapennins gegen die Po-Senke, im Süden gegen die Tyrrhenis (Abb. 10 S. 25), so z. B. bei Salsalbo [b 2] (Taf. 2 oberes Profil), an der Alpe di Corfino [b 3] (Taf. 2 mittleres Profil) und vor allem im Tal des Serchio di Soraggio [b 2] (Abb. 15 S. 30). Auch das Gewölbe der Apuaner Alpen ist nach Westen überkippt (Abb. 17 S. 40). Besonders deutlich ist die Westvergenz im isoklinalen Faltenbau der Sumbra [b 3]. Schließlich ist auch bei Jano eine südwestvergente Überschiebung von

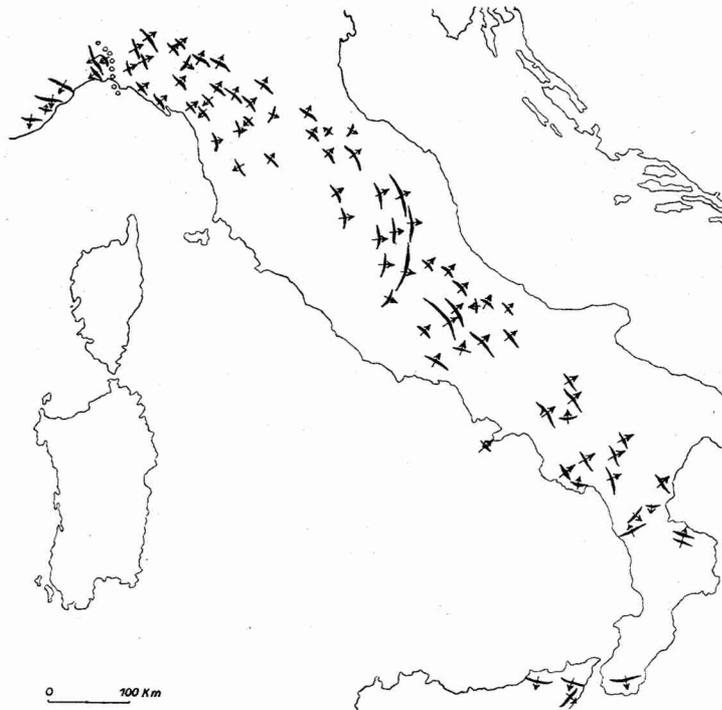


Abb. 9. Die Vergenzen des apenninen Faltenstranges.

In dieser Zusammenstellung sind bereits noch unveröffentlichte Untersuchungen von JANP. SCHNEIDER im Grenzgebiet von Alpen und Apennin und von R. B. BEHRMANN im Zentralapennin verwertet worden.

Karbon auf Jungtertiär durch eine Bohrung nachgewiesen worden (TEICHMÜLLER 1932 a S. 12).

R. STAUB folgerte nun aus diesem Fächerbau, daß die Wurzeln der Liguriden in der Scheitelzone des Hochapennins zu suchen seien. Wäre das richtig, so wäre dort eine besonders starke tektonische Beanspruchung der Schichten und Übergänge zwischen toskanider und ligurider Fazies zu erwarten. Beides ist nicht der Fall. Vielmehr offenbaren gerade hier tiefe Aufschlüsse die einfache Tektonik; die Schichten sind meist nur wenig geneigt, allenthalben ruht die Ophiolith-Formation ohne Andeutung einer Faziesänderung auf dem Eozän. Ferner herrscht nur in diesem kleinen Teil des Nordapennins ein zweiseitiger Bau. In den Apuaner Alpen besteht neben einer bedeutenden Südwest-Vergenz eine nicht minder bedeutende Nordost-Vergenz, wie bereits die Profile von ZACCAGNA (1932) zeigen. Auch im Apennin westlich des Magra-Tales vergiert die Deckenfaltung gegen die Po-Ebene. Das hat

ZACCAGNA (1925) zwischen Spezia und Pontremoli erkannt und konnte von FRANCHI (1927) und mir nur bestätigt werden. Auch die Sättel im Trebbia- und Avetofenster zeigen nach freundlicher Mitteilung von JANP. SCHNEIDER deutliche Ost- bzw. Nordost-Vergenz. Wohl am klarsten kommt die Nordost-Vergenz aber am Rand der Po-Senke zum Ausdruck, wo JANP. SCHNEIDER, R. B. BEHRMANN und ich eine Schuppenzone von Perino im Trebbia-Tal über Montechino und Salsomaggiore bis über das Parma- und Enza-Tal [b 1—c 1] hinaus nach Südosten verfolgten. — Dabei liegt allerorts unbekümmert um die Vergenz der Deckenfaltung dieselbe Ophiolith-Formation, — dieselbe Ligurische Decke auf den Toskaniden.

Der Schluß von der jungen Scheitelung des Hochapennins auf die Wurzelzone der Liguriden ist also offenbar verfehlt. Die Heimat der Liguriden liegt nicht im Apennin. Sie muß unter der Po-Senke oder dem Tyrrhenischen Meer gesucht werden. Da Nordost-Vergenzen in der Deckenfaltung weitaus überwiegen, dürften die Liguriden von Südwesten — von der Tyrrhenis — gekommen sein.

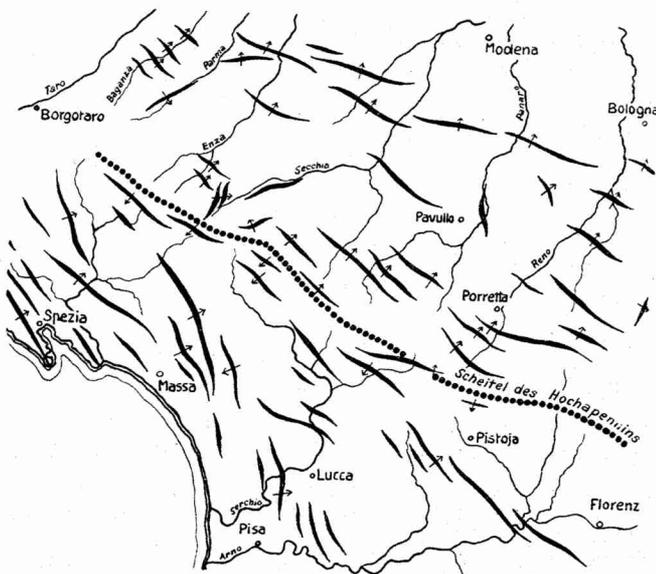


Abb. 10. Die Deckenfaltung des Nordapennins und ihre Vergenzen. Man beachte, daß der Scheitel fast genau mit der Wasserscheide zusammenfällt.

## 2. Beziehungen zwischen der Schubrichtung der Liguriden und dem Wandern von Faltung und Vortiefenbildung im Apennin.

In den meisten Gebirgen wandert und vergiert die Faltung gegen die Vortiefe, wobei diese allmählich dem Gebirge angefaltet bzw. vorlandwärts verdrängt wird. Wenn es im Apennin ähnlich wäre, müßten Rückschlüsse aus dem Wandern der Gebirgsbildung und der Verlagerung der apenninen Saumtiefe auf die Richtung der großen Deckenschübe möglich sein. Es gilt also, die Entstehung des nordapenninen Gebirges und seiner Vortiefe zeitlich und räumlich zu verfolgen.

Spuren einer kretazischen Gebirgsbildung sind in Liguriden und Toskaniden nicht nachzuweisen. Wohl findet sich im Ligurikum gelegentlich eine Lücke an der Basis der Oberkreide, aber Diskordanzen sind niemals beobachtet worden (s. S. 9).

Auch das Eozän liegt im Zentralapennin und in Toskana konkordant auf der Kreide (gelegentlich haben Abscherungen an der Basis des Macigno eine Diskordanz vorgetäuscht (s. S. 35)). Im Zentralapennin und in Toskana hat sich also keine laramische Orogenese ereignet. Nur ganz im Westen des Nordapennins haben ROCCATI, SACCO (1928 S. 20 f.) und ROVERETO (1923 S. 198) die Andeutung einer voreozänen Gebirgsbildung im plötzlichen Auftreten mächtiger kristalliner Konglomerate im Eozän des Aveto-Tales nachgewiesen. Da im Osten das Eozän konkordant auf Kreide liegt, können die Gerölle nur von Westen gekommen sein. Ob die Freilegung des Kristallins dort mit einer intensiven Faltung verbunden war, steht dahin, weil sich bislang kein dynamometamorphes Mesozoikum unter den Geröllen fand (ROVERETO 1923 S. 198). Aber mag nun auch die Denudation der zentralen Teile des alpin-apenninen Faltenstranges mit einer intensiven Auffaltung oder nur mit einer einfachen Aufwölbung im Zusammenhang stehen, — diese zentralen Teile haben jedenfalls ungeheure Detritismengen in ihre Randsenken geschüttet. Erreicht doch die Sedimentmächtigkeit des Eozäns in der südwestlichen (alpinen) Saumtiefe nach den Profilen von ZACCAGNA und FRANCHI 2—3000 m, während das Eozän in der apenninen Saumtiefe bei Bobbio, am Passo dell'Ospedalaccio [b 2], an der Alpe Tre Potenze [c 3] und bei Pracchia [d 3] auf über 2000 m anschwillt, ohne daß die Sedimentation mit der Senkung Schritt halten konnte (s. TEICHMÜLLER 1932 b S. 426 f.).

An Hand der großen Eozänmächtigkeit läßt sich die apennine Saumtiefe über Perugia hinaus nach Südosten verfolgen. Im Nordosten bzw. Osten hebt sie sich schnell wieder heraus; denn das

Eozän der Abruzzen erreicht nur eine Mächtigkeit von wenigen 100 m und zwar in Flachwasserfazies.

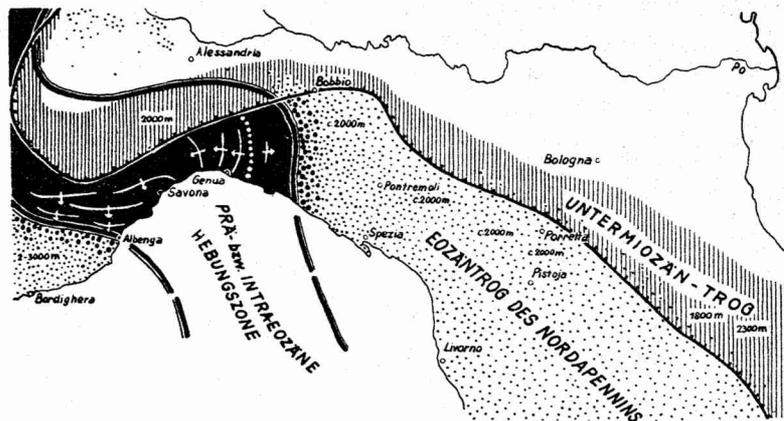


Abb. 11.

Die Verlagerung der nordapenninischen Saumtiefe im Untermiozän.

Die Zahlen geben die Mächtigkeit des Eozäns bzw. Untermiozäns an. Im Eozän lag das Zentrum der Randsenke zwischen der prä- bzw. intra-eozänen gehobenen Scheitelregion<sup>8)</sup> und dem flachen Abruzzen-Schelf. Im Untermiozän wurde im Gebiet des Eozäntrages kaum noch sedimentiert. Dagegen bildete sich in der Zone des Abruzzen-Schelfes eine neue Senke: der Molasse-Trog.

Im apenninischen Flyschtrug ruht das Eozän mehr oder weniger konkordant auf der Kreide und dem übrigen Mesozoikum. Hier fehlen Spuren stärkerer präeozäner Bewegungen. Dafür ist die posteozäne Orogenese sehr kräftig; erfolgte doch nach dem Barton die gewaltige Liguriden-Überschiebung.

In den Deckenbau einbezogen sind die Schichten mit *Clavulina szaboi*. Sie enthalten eine Nummulitenfauna, die von LOTTI (1910) u. a. ins Eozän gestellt worden war. Doch fanden sich neben Orthophragminen auch Lepidocyclinen. PRINCIPI stellte darum die Fauna ins Oligozän. Aber auch im Obereozän von Amerika treten schon Lepidocyclinen auf, wie H. DOUVILLÉ (1927) gezeigt hat. Ferner fand PREMİK (1929) in Albanien *Lepidocyclina dilatata* zusammen mit *Nummulites fabianii*. Auch im Apennin ist an mehreren Stellen die Vergesellschaftung von Lepidocyclinen mit Nummuliten des Eozäns beobachtet worden, so z. B. von CHECCHIA-RISPOLI (1916 S. 35—38) in der Capitanata und von H. W. QUITZOW bei Verdicaro (s. Taf. 4) in Nordkalabrien. Darum liegt m. E. kein zwingender Grund vor, die Fauna ins Oligozän zu stellen.

Der Deckenschub des Nordapennins war vor dem Mitteloligozän abgeschlossen wie das diskordante Übergreifen des Oligozäns bei

<sup>8)</sup> Die Angaben über die Vergenzen im Scheitelgebiet von Alpen und Apennin verdanke ich JANPETER SCHNEIDER.

Varzi und in der Emilia zeigt. Auch die Deckenfaltung ist wenigstens in der Zone von Ronco vormitteloligozän; das ergeben die Aufnahmen von SACCO bei Varzi.

Der nordapennine Flyschtrog entstand also im Eozän am Fuß einer im Westen gelegenen präeozänen Hebungszone. In prämitteloligozäner Zeit wurde der Trog überschoben und zum Teil auch gefaltet. Damit verlagerte sich die Randsenke. Denn während das Miozän im Südwesten des Hochapennins nur geringmächtig ist, schwillt seine Mächtigkeit nach freundlicher Mitteilung von R. B. BEHRMANN in der Romagna und östlich der Abruzzen, wo es  $\pm$  konkordant auf dem Alttertiär bzw. dem Mesozoikum ruht, auf mehrere 1000 m an. Die apennine Randsenke ist also adriawärts gewandert. Im Pliozän wiederholt sich der Vorgang: der Molassetrog ist grobenteils postsarmat-präpiacentin aufgefaltet worden. Er wird zum Denudationsgebiet. Vor ihm entsteht eine neue Vortiefe, in der das Piacentin eine Mächtigkeit von über 1000 m erreicht. So wird es am M. Ascensione bei Ascoli Piceno z. B. mehr als 1200 m mächtig, auch bei Carpeneto südöstlich Piacenza ist es nach SACCO (1930 S. 164) bei 1400 m noch nicht von einer Bohrung durchsunken worden. Das Trogtiefste der apenninen Randsenke verschiebt sich also zur Adria bzw. Po-Senke. In gleicher Richtung verjüngt sich die Faltung, wie es nochmals im folgenden Schema veranschaulicht sei.

Penninikum	Flyschtrog	Molassetrog (Abruzzenschelf)	Po-Senke
		Piacentin Miozän	Piacentin Miozän
Oligozän	Oligozän	Oligozän	
Eozän	Eozän	Eozän	
Ob. Jura	Ob. Kreide	Ob. Kreide	

Faltung und Vortiefe wandern im Nordapennin nach Nordosten. Darum dürften auch die Liguriden in gleicher Richtung gewandert sein.

### 3. Die Stellung des toskaniden und liguriden Faziesbereiches im alpinen Orogen.

#### a) Die Stellung des toskaniden Faziesbereiches.

Das Mesozoikum des Nordapennins ist dem der Südalpen sehr ähnlich, wie folgende Gegenüberstellung zeigt:

	Nordapennin (Toskaniden II d. Apuaner Alpen)	Lombardische Südalpen (Luganer See)
Obere Kreide	rote Mergelschiefer („Scaglia“)	rote Mergel („Scaglia“)
Untere Kreide	weiße Kalke mit Hornsteinen („Biancone“)	weiße dichte Kalke, z. T. mit Hornsteinen („Biancone“)
Tithon	rote Kalke mit Radiolariten	rote Knollenkalke und Radiolarite
tief. Malm	graue Kalke mit Hornsteinen	hellgraue Kalke mit roten Mer- geln und Hornsteinen
Dogger		knollige Kalke und rote Mergel („Ammonitico rosso“)
Lias	graue Kalke und Mergel Hornsteinkalke rote Ammonitenkalke weiße massige Kalke	dunkle Hornsteinkalke
Rhät	Dolomite, Kalke und Mergel	Dolomite und Mergel
Norisch	cavernöse Dolomite und Kalke	Dolomite
Karnisch	—	bunte Mergel mit Gips
Ladinisch	—	} bituminöse Kalke und Schiefer
Anisich	—	
Scythisch	—	

In Jura und Kreide sind also die Unterschiede zwischen der nordapenninen und südalpiner Entwicklung nicht größer als die Faziesdifferenzen in den Lombardischen Alpen selbst. Nur die Trias ist in den Toskaniden II der Apuaner Alpen unvollständiger: die Gipse der Raibler-Schichten und die Bitumenmergel und -kalke von Meride (Lugano) fehlen in den Apuaner Alpen. Aber sie treten auch in den Südalpen nur lokal auf. Außerdem dürften im Hochapennin und in der Emilia salz- und bitumenreiche Sedimente der Trias verbreiteter sein als heute angenommen wird, wie aus folgenden Beobachtungen (vgl. Abb. 12) hervorgeht.

Auf Salzlager weisen im Nordapennin zahlreiche Solquellen. Sie sind fast ausschließlich an Sattelachsen gebunden. Die Solquellen treten z. T. aus den Argille scagliose aus, finden sich bei Bobbio und Salsominore aber auch dort, wo die Argille scagliose längst abgetragen sind, nämlich im Eozän-Sandstein der Toskaniden. Salinare Sedimente sind nun im Eozän der Toskaniden niemals bekannt geworden und bei der im Apennin herrschenden Faziesentwicklung auch unwahrscheinlich. Das gleiche gilt für Jura und Kreide. Die Trias des oberen Secchia-Tales ist jedoch reich an Gipsen, die eine primäre Mächtigkeit von mehreren hundert Metern erreichen. Es liegt somit nahe, die Salzlösungen mit diesen karnischen Gipsen in Zusammenhang zu bringen<sup>9)</sup>. Dafür spricht

9) PARETO und CAPELLINI (1890 S. 18) suchten bereits die Muttergesteine der Sol-, Öl- und Gasquellen des Nordapennins in der Trias.

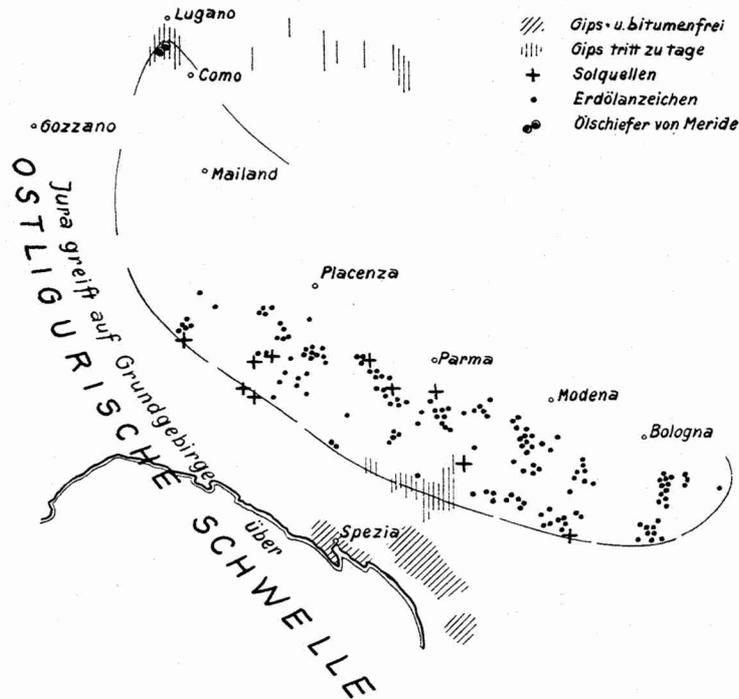


Abb. 12. Die Verbreitung der salinaren und bitumenreichen Fazies in der Trias der lombardischen Südalpen und der Toskaniden des Nordapennins.

Das umrahmte Gebiet stellt den z. T. noch hypothetischen Bereich der Bitumenfazies dar. Die Erdölanzeichen sind nach der Zusammenstellung von CAMERANA (1926) eingetragen. Von den Solquellen sind nur die bekanntesten, nämlich die von Salsominoire und Bobbio im Aveto- bzw. Trebbia-Tal, Salice im Val Staffora, Salsomaggiore, Lesignano, Pojano und Porretta Terme verzeichnet. Hinzukommen vor allem noch die vielen Salzwässer, die bei den Ölbohrungen in der Emilia angetroffen wurden.

auch die Verbreitung der Solquellen: wo die Gipse der Trias fehlen, wie in den Apuaner Alpen und den Pisaner Bergen, fehlen auch Solquellen; dagegen entspringt bei Pojano aus den Gipsen selbst eine Quelle, die reich an Jod- und Kochsalz ist. Das ist wohl der beste Hinweis auf die Herkunft der Solquellen aus den salinaren Ablagerungen der Oberen Trias<sup>10)</sup>.

10) Wahrscheinlich hängen auch die Schwefelquellen, die mit den Solquellen aufs engste verknüpft sind, mit den karnischen Gipsen zusammen. — Karnische Gipse sind auch im Südapennin verbreitet, so am M. Gargano und bei Cetraro. Salz hat sich bislang nur an der Fontana Tavolara bei Lungro in Nordkalabrien

Schwieriger ist der Nachweis der Mutterlagerstätten des Erdöls. Auch dieses ist im Nordapennin an Antiklinalen gebunden und findet sich vorwiegend in den Argille scagliose, aber auch im Eozän der Toskaniden, wie z. B. bei Castagnola im Aveto-Tal (ROVERETO 1926 S. 128), bei Bobbio im Trebbia-Tal (LUDWIG S. 64) bei Corniglio [a 1, b 1] (CAMERANA 1926 S. 16), Sassostorno nahe Barigazzo [c 2] (CAMERANA 1926 S. 66) und beim Molinaccio nördlich Pian di Castelle [e 3] (CAMERANA 1926 S. 67)<sup>11)</sup>. Wie die Sole, so muß also auch das Bitumen aus den Toskaniden stammen. Bitumenmergel und -kalke, wie überhaupt Gesteine, die als Mutterlagerstätten des Erdöls in Frage kommen, sind aber im Mesozoikum der Apuaner Alpen und des Sillaro-Tales im Hochapennin nicht bekannt geworden. Da bleibt m. E. nur die Annahme übrig, daß nördlich des Hochapennins die Fazies des Mesozoikums und vor allem der Trias eine andere wird, derart, daß sich mit den salinaren Sedimenten auch bitumenreiche Ablagerungen einstellen, sei es vom Anis bis zum Nor wie bei Meride, sei es im norischen Hauptdolomit wie bei Salerno, in Nordkalabrien und der Basilicata oder im Rhät wie am M. Malbe (6 km nordwestlich von Perugia). Dabei könnten die 800 m mächtigen Kalke und Mergel im Süden des Luganer Sees, die z. T. 58% organische Substanz enthalten (s. ALB. HEIM II S. 831 und HRADIL), der nördliche Ausläufer des apenninen Bereichs der Bitumenfazies sein.

Wenn diese Annahme richtig ist, liegt im Innern des Bogens, der von Südalpen und Nordapennin gebildet wird, ein Gebiet bitumenreicher und salinärer Entwicklung, wobei die salinare Fazies im Apennin etwas —, in den Südalpen erheblich über den Bereich der Bitumenfazies hinausgreift. An diesen Raum schließt sich im Südwesten eine Zone, in der die Obertrias unmittelbar auf dem Grundgebirge ruht (Toskaniden II der Apuaner Alpen). Bei Gozzano und im Ligurikum greift schließlich der Jura auf permischen Porphyrr bzw. kristallines Grundgebirge über.

Wenn nun dieses Bild von der Faziesverteilung der Trias in Südalpen und Nordapennin auch noch in vieler Hinsicht der Ergänzung bedarf, so ist jedenfalls jetzt schon klar, daß die Ähnlichkeit von Jura und Kreide in beiden Gebieten einen gemeinsamen Sedimentationsraum voraussetzt. Weder eine klastische Schüttung noch eine Abnahme der Mächtigkeit weist auf ein

gefunden (s. S. 78). Doch ist die Zugehörigkeit zur Karnischen Stufe noch nicht sicher erwiesen.

11) Der Macigno-Aufbruch ist hier so klein, daß er auf Taf. 1 nicht mehr dargestellt werden konnte.

Schwelengebiet im Untergrund der Po-Ebene. Südalpines und toskanides Mesozoikum sind Ablagerungen eines Troges. In der Po-Senke kann also die Heimat der Liguriden nicht liegen.

b) Die Stellung des liguriden Faziesbereichs.

Von der Po-Senke erstreckt sich die Ligurische Decke bis an die Riviera di Levante. Denn nach den Untersuchungen von LUDWIG, MERLA, JANP. SCHNEIDER u. a. schwimmen die Liguriden auch bei Spezia und im Trebbia- und Aveto-Tal noch auf den Toskaniden, die hier in großen Fenstern zutage treten. Dieselben liguriden Schiefertone lassen sich mit ihren Grünen Gesteinen über die Scheitelzone von Genua hinaus nach Westen bis ins Gebiet der Schistes lustrées und Pietre verdi verfolgen, die nach TERMIER & BOUSSAC als die dynamometamorphe Fazies der Liguriden zu deuten sind. In der Tat konnte JANP. SCHNEIDER (nach freundlicher Mitteilung) in der Zone von Voltaggio alle Übergänge zwischen Argilloscisti und Schistes lustrées nachweisen. Auch im Alter entsprechen die Schistes lustrées und Pietre verdi des Penninikums den Argilloscisti und Grünen Gesteinen des Ligurikums; denn sie erweisen sich in den Seealpen nach FRANCHI als postunterliasisch und präoberkretazisch. Die oberjurassischen Radiolarite des Ligurikums sind die Äquivalente der oberjurassischen Radiolarite von Cesana (PARONA 1891, QUINABOL 1912). Da die Zone der Pietre verdi schon zu den Alpen gehört, — sowohl stratigraphisch (penninische Fazies), wie tektonisch (West-Vergenz) — und somit die Liguriden nur den ostbewegten Teil des Penninikums darstellen, kann die Ligurische Decke nur von Südwesten auf die Toskaniden überschoben sein.

Es fragt sich nun, ob ein Zusammenhang zwischen dem liguriden und toskaniden Sedimentationsbereich bestand. Übergänge von einer Fazies in die andere sind nicht nachgewiesen. Vielmehr deuten konglomeratische Einschaltungen in beiden Trögen auf eine „ostligurische“ Schwelle im Grenzgebiet (Abb. 13); dort muß das kristalline Denudationsgebiet gesucht werden, das die Porphyre, Gneise und Granite in die liguride Oberkreide bei Berceto schüttete und das auch die Heimat des Pseudoverrucanos in Südtoskana, ja vielleicht auch des Sirone-Konglomerates südlich von Como ist. Vor allem aber war diese Schwelle der Sedimentlieferant für die Eozänkonglomerate des Avetotales wie überhaupt für die 1000 bis 2000 m mächtigen Sandsteine des Macigno.

**Ergebnis.**

Toskanides und südalpines Mesozoikum sind Sedimente eines Troges. Einer anderen Geosynklinalen gehören Ligurikum und Penninikum an. Die Liguriden können darum nur von Südwesten auf die Toskaniden überschoben sein. Darauf weisen auch die vorherrschende Nordost-Vergenz der Deckenfaltung, das Wandern der Gebirgsbildung und die Verlagerung der apenninen Saumtiefe in Richtung auf die Po- bzw. Adria-Senke.

**C. Die Tektonik der tieferen Stockwerke.**

Im vorhergehenden bestätigte sich, daß eine große Decke — die Liguriden — von Südwesten über den ganzen nordapenninen Bereich bis zur Po-Senke gewandert ist. Da die Decke nur eine Mächtigkeit von 1000—2000 m erreicht, sind stärkere chemische Umsetzungen und Mineralneubildungen in diesem — höchsten — Stockwerk nicht zu erwarten. Die Gesteine sind fast nur mechanisch verändert worden. Sie sind gefaltet und zerschuppt und an den großen Bewegungsflächen auch zermahlen worden, wie vor allem die Untersuchungen von BONATTI und MERLA über die Granitschubspäne an der Basis der Liguriden gezeigt haben.

Etwas anders ist der Deformationstyp des nächst tieferen Stockwerks. Schieferung und Um-

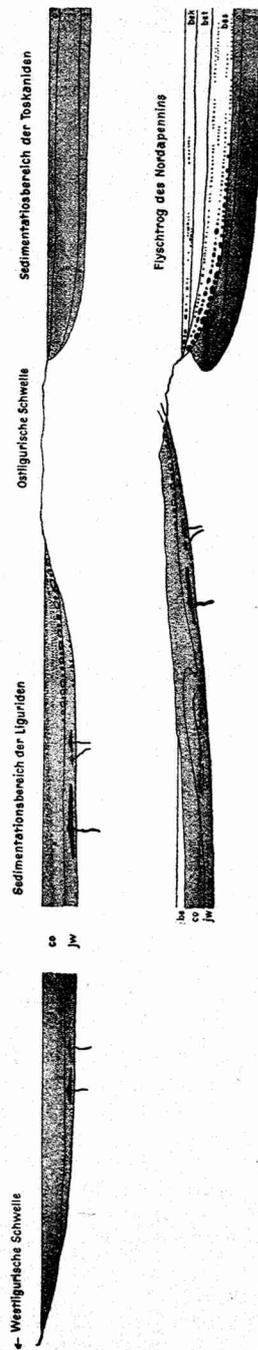


Abb. 13. Die Ostligurische Schwelle als Barre zwischen dem liguriden und toskaniden Sedimentationsbereich. t Trias, j Jura, jw Oberjura mit Grünen Gesteinen, c Kreide, co Oberkreide, be Eozän, bes Eozän sandstein (= Macigno), bet Kalk-Ton-Gruppe des Eozäns, bek Foraminiferenmergelkalke des Eozäns. — Oben vor-, — unten nach Ablagerung des Eozäns.

kristallisation spielen hier bereits eine größere Rolle. So sind die tonig-mergeligen Schichten der Oberkreide oft geschiefert (Abb. 14 unten), während die massigen Kalke des Rhäts und tieferen Juras zu feinkörnigen Marmoren umkristallisierten. Die dünnbankigen Mergelkalke des höheren Juras entmischten sich, so daß Kalkphyllite entstanden. Derartige Umwandlungen vollzogen sich besonders dort, wo die Toskaniden durch sekundäre Überschiebungen

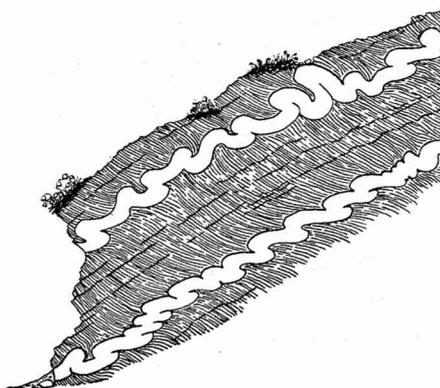
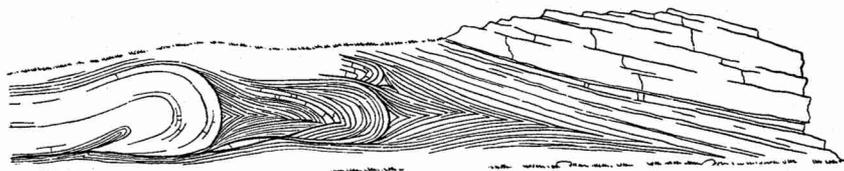


Abb. 14. Kleintektonische Deformationstypen in Toskaniden II.  
 Oben: Liegende Falte in den Mergelkalken des Obereozäns dicht unter der Liguriden-Überschiebung. — An der Straße Berceto-Calestano gegenüber von Cassio [a 1]  
 Unten: Faltung und Schieferung in Oberkreidekalken und Mergeln. — An der Straße Castelnuovo della Garfagnana-Pievepelago gegenüber der Pania di Corfino [c 3].

verschuppt wurden, so z. B. bei Ripafratta in den Pisaner Bergen. Dort sind, wie LOTTI (1910 S. 377—81) und TILMANN (1926 S. 637—650) gezeigt haben, Verrucano und Rhät auf Jura überschoben worden. Dabei sind die Jurakalke verschiefert und größtenteils entmischt worden.

Die Materialverschiedenheit dieses Stockwerkes führte ferner zu einer ausgeprägten disharmonischen Faltung. Die dickbankigen

Sandsteine des Eozäns und die massigen Dolomite und Kalke des Rhäts und tieferen Juras verhielten sich bei der Faltung starrer als die dünnbankigen mergeligen Schichten des jüngeren Mesozoikums. Ammonitico rosso, Radiolarite und Scaglia sind darum oft intensiv gefaltet und in die Fugen der massigen Sedimente gepreßt worden. Zu einer besonders großen Abscherung kam es an der Basis der 2000 m mächtigen Macigno-Sandsteine; sie ist besonders im Tal des Serchio di Soraggio [b 2] erschlossen. Unterhalb des M. Sillano stehen die Schichtbänke des abgescherten und in sich gefalteten Macigno fast senkrecht auf dem  $\pm$  flachliegenden Mesozoikum (s. Abb. 15). Am M. Brucina trennt eine ähnliche Abscherung Mesozoikum und Tertiär, nur ist hier das Mesozoikum stärker gefaltet als der Macigno. Auf diese Weise wird gelegentlich eine Diskordanz an der Basis des Eozäns vorgetäuscht, zumal wenn sich ein Konglomerat an der Basis des Eozäns einstellt. So ruht z. B. im Fegana-Tal [c 3] der Macigno-Sandstein mit einem Konglomerat flach auf eng gefalteter Scaglia. Trotzdem ist keine Diskordanz nachweisbar. Vielmehr ist auch hier der Macigno von dem rasch untertauchenden Kreidesattel abgeschert worden. Auf ähnlichen disharmonischen Bewegungen beruhen auch die Diskordanzen, die ZACCAGNA, LOTTI u. a. in ihren Profilen angegeben haben (TILMANN 1926 S. 655).

Sehr erleichtert wurden die Abscherungen im toskaniden Mesozoikum und Eozän des Hochapennins durch die Beteiligung mächtiger Gipse am tektonischen Bau.

#### 1. Die „Intrusions“-Tektonik der toskaniden Gipse.

ZACCAGNA und DI STEFANO hatten schon vor langer Zeit mancherorts im Süden und Norden des Hochapennins Gipse beobachtet, die bald in der Trias, bald im Jura und in der Kreide, bald auch im Eozän auftreten. ZACCAGNA (1932 S. 424) deutete mit LOTTI (1910 S. 463 f.) die Gipse als metasomatisch umgewandelte Kalke. Jedoch fand ich nirgends Kalkrelikte in den Gipsen, geschweige denn eine Verzahnung von Kalk und Gips. Auch wären bei einer Schwefelsäurezufuhr Entfärbungen und Zersetzungen der benachbarten Schichten zu erwarten. Beide sucht man vergebens. Außerdem gleichen die Gipse des Hochapennins den viele 100 m mächtigen Gipsen des Secchia-Tales [b 2, c 2], die wohl stets als saline Sedimente der Trias gedeutet worden sind. Darum liegt die Vermutung nahe, daß auch die anderen Gipse der Trias angehören und in tektonische Fugen injiziert worden sind.

In der Tat ist stellenweise noch der Zusammenhang zwischen den triadischen und „jungmesozoischen“ Gipsen nachzuweisen: Die mächtigen Triasgipse von Sassalbo [b 2] bilden den Kern einer südostvergenten Aufsattelung, die im Streichen in eine z. T. überkippte und zerrissene Flexur übergeht (Taf. 1 oberes Profil). Die sicher triadischen Gipse von Sassalbo lassen sich nun fast ununterbrochen bis Tavernelle [a 2] verfolgen. Dort haben sie jedoch den Zusammenhang mit den anderen triadischen Sedimenten verloren und sind in den Macigno injiziert; nur die plastischen Mergel der Oberkreide konnten dem Gips mitunter folgen bzw. sind von ihm emporgeschleppt worden.

Auch alle anderen Profile zeigen, daß die Gipse des Hochapennins meist an tektonische Fugen gebunden sind. Am M. Ventasso (= P. 1728 [b 2]) z. B. folgt fast jeder Schubbahn ein Gips (Abb. 16), wie die Aufschlüsse in den tiefen Seitentälern der Secchia zeigen. Ebenso sind an der großen Randflexur des Hochapennins bei Ligonchio [b 2] Gipse emporgestiegen. Sie benutzten dabei die Grenze von Argiloscisti und Macigno. Am klarsten ist die Gebundenheit der Gipse an tektonische Fugen im Tal des Serchio di Soraggio (Abb. 15): am M. Sillano sind die Gipse an

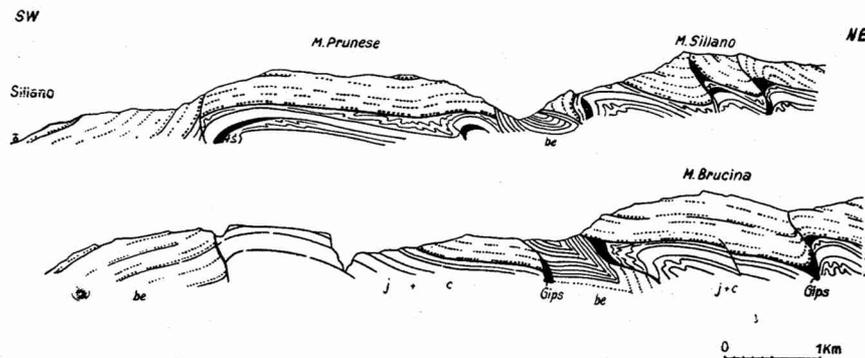


Abb. 15. Die Gipse der toskaniden Trias folgen den tektonischen Fugen und „intrudieren“ im Jungmesozoikum und Eozän.

Serchio di Soraggio, Garfagnana [b 2].

j Jura, c Kreide, be Eozän, schwarz die triadischen Gipse.

steilen Störungen hochgestiegen und haben sich von hier aus in die Risse und Lücken des tektonischen Baues gezwängt, so wie wir es sonst nur vom Magma, Salz und Asphalt kennen. Kommt es doch an horizontalen Bewegungsflächen zur Bildung mächtiger Lagergänge! Z. B. folgt am M. Sillano ein Gips der großen Scherfläche, die den massigen Macigno von den mobilen Mergeln der

Oberkreide trennt. Am M. Prunese ist ein Gips zwischen feste Kalke und nachgiebige dünnbankige Schichten des Jura „intrudiert“. Der Gips hat sich dabei in den Faltenumbiegungen angereichert. Am Südwesthang des M. Brucina ist er z. B. dem vordrängenden mobilen Jungmesozoikum noch vorausgeeilt und hat sich an der Stirn des überkippten Sattels gesammelt; offenbar staute er sich an den undurchlässigen Schiefertönen der überschobenen Mulde. Andererseits hat der Gips sich auch in den Mulden gesammelt, wie am M. Brucina. Wo eben ein tektonischer Hohlraum oder überhaupt eine Ausweichmöglichkeit bestand, drangen die hochmobilen Gipse ein.

So finden sich alle Übergänge von den großen Gipshorsten des Secchia-Tales, deren Gewölbebau an manche Salzdome erinnert (Abb. 16), zu den Gipsen, die am M. Pruneta (Abb. 15) anscheinend konkordant den mesozoischen Kalken eingelagert sind. Und wie bei den echten Lagergängen gelegentlich die Förderkanäle später wieder geschlossen werden, so sind auch die Zufuhrwege der Gipse manchmal nachträglich verquetscht worden, sodaß die Gipse jede Verbindung mit der Trias verloren haben. Das ist besonders bei den Gipsen der Fall, die in die plastischen Argille scagliose eingedrungen sind; sie bilden in der Umgebung von Ligonchio [b 2] heute Nester von mehreren Metern im Durchmesser mitten im Ligurikum.

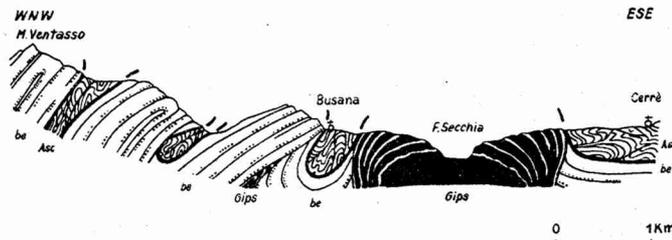


Abb. 16. Die Gipse der toskaniden Trias durchbrechen den zer-schuppten Deckenbau des Nordapennins. Oberes Secchia-Tal [b 2].

be toskanides Eozän; Asc Argilloscisti des liguriden Mesozoikums.

So steht also die „Intrusionstektonik“ der toskaniden Gipse den Durchspießungen der liguriden Argille scagliose, die ANELLI beschrieben hat, nicht nach. Vielmehr führte der größere Belastungsdruck in den tieferen Stockwerken und die erhöhte Plastizität der Gipse zu noch großartigeren „diapirischen“ Erscheinungen.

Aber auch in diesem Stockwerk reichten Druck und Temperatur für chemische Umsetzungen und Mineralneubildungen größeren Maßstabes nicht aus. Eine Fließtektonik ist erst in einem noch tieferen Stockwerk zu erwarten, wie es in den Apuaner Alpen einzigartig erschlossen ist.

## 2. Die Toskaniden-Überschiebung.

### a) Ihr Nachweis.

In den Apuaner Alpen tritt unter dem nicht metamorphen Rhät-Dolomit des toskaniden Mesozoikums eine Serie von Serizitquarziten, Kalkphylliten und Marmoren zutage, die ihrerseits wieder von Triasdolomiten und paläozoischen Schichten unterlagert wird. Diese Serie wurde von D. ZACCAGNA als Trias gedeutet, da die hangenden und liegenden Sedimente Triasfossilien geliefert haben. LENCEWICZ wies andererseits auf die große Ähnlichkeit hin, die zwischen dem höchsten Schichtglied der metamorphen Serie, dem Serizitquarzit, und dem Eozänsandstein der nichtmetamorphen Serie besteht (sie war bereits früher aufgefallen und in der Bezeichnung „Pseudomacigno“ für den Serizitquarzit zum Ausdruck gekommen). LENCEWICZ parallelisierte Macigno und Pseudomacigno und wurde dadurch zur Annahme einer großen Überschiebung geführt. Wie WIJKERSLOOTH (1934 S. 112) auf Grund mikroskopischer Untersuchungen zeigte, ist die Zusammensetzung des metamorphen und nichtmetamorphen Sandsteins in der Tat die gleiche; nur sind die Feldspäte des Pseudomacigno meist bereits in Serizit und Quarz umgewandelt. — Von besonderer Bedeutung war der Nachweis von Fossilien im Pseudomacigno: DI STEFANO, ZACCAGNA und LOTTI fanden im Pseudomacigno Kalklinsen mit Nummuliten des tiefen Lutets (ZACCAGNA 1932 S. 286 ff.). Damit ist kein Zweifel mehr möglich, daß der Pseudomacigno tatsächlich stratigraphisch dem Macigno entspricht.

In den Marmoren und Glimmerschiefern unter dem Pseudomacigno wies FUCINI die Äquivalente des nichtmetamorphen Mesozoikums nach, einmal auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit, dann aber auch auf Grund von Ammoniten, die vor allem wieder ZACCAGNA und LOTTI gesammelt haben. Verdankt man doch ZACCAGNA selbst, der an dem triadischen Alter der metamorphen Serie bislang festhielt, den Nachweis von *Aegoceras* und *Phylloceras* (ZACCAGNA 1932 S. 182).

Somit ergibt sich, daß die metamorphe Serie Eozän und Jungmesozoikum umfaßt. Andererseits zeigen die vorbildlichen Karten und Profile von ZACCAGNA, daß die metamorphen Schichten stets

unter die nichtmetamorphen Rhätkalke tauchen. Die Überschiebung von Rhät auf Eozän ist vielerorts aufgeschlossen, so z. B. am Rio Orto delle Donne [b 3]. Die dolomitischen Kalke des Rhäts sind hier nahe der Überschiebung mylonitisiert, verschuppt und in Gleitlinsen aufgelöst. Einzelne tektonisch gerundete Schubspäne des Rhätkalces sind in die zerrütteten, schmierigen Glimmersandsteine des Eozäns der überfahrenen Scholle eingewalzt.

Noch klarer ist die Überschiebung dort, wo die Schichten flach liegen, wie im Fenster von Ponte Stazzemese. Dort ruht auf dem Pseudomacigno fast horizontal der Rhätkalk. An der Überschiebungsbahn sind die Schichten vererzt, wie WILKERSLOOTH gezeigt hat. Im Fenster von S. Anna im Val di Castello liegt gleichfalls die Überschiebung fast flach. An der Basis des Rhäts ist hier über dem Pseudomacigno noch polymetamorphes Kristallin erhalten, das offenbar als Grundgebirge der höheren Scholle zu deuten ist, wie TILMANN (1926 S. 655) dargelegt hat. Ein weiterer Schubsetzen von Grundgebirge findet sich an der Basis des Rhäts im Fenster von Forno Volasco. Auch dort ist der Pseudomacigno überfahren worden.

So taucht überall in den Apuaner Alpen die metamorphe Serie unter das nichtmetamorphe Mesozoikum bzw. dessen Grundgebirge. ZACCAGNA hat die Grenze verfolgt und gezeigt, daß sie sich schließt. Die Untersuchungen von TILMANN, STAUB, WILKERSLOOTH und mir haben das nur bestätigen können. Auch der Metamorphose-Sprung zwischen Pseudomacigno und Rhät beweist, daß es sich hier nicht um lokale Aufschuppung handelt, sondern um den Ausstrich einer großen Deckenbahn — der „Toskaniden-Überschiebung“. Mit TILMANN seien die Schichten im Hangenden der Überschiebung als „Toskaniden II“, die Schichten im Liegenden als „Toskaniden I“ oder mit STAUB als „Carrariden“ bezeichnet.

#### b) Das Ausmaß der Toskaniden-Überschiebung.

Das Ausmaß der Toskaniden-Überschiebung beträgt in den Apuaner Alpen 15—20 km. Andererseits überlagert, wie TILMANN (S. 656 ff.) gezeigt hat, auch am Cap Corvo [a 3] nichtmetamorphes Rhät die gleiche metamorphe Folge wie in den Apuaner Alpen. Ebenso gehören Mesozoikum und Eozän des Hochapennins noch zu Toskaniden II; denn der Macigno läßt sich bei der Kartierung von den Apuaner Alpen bis zum Hochapennin durchverfolgen (s. Taf. 1). Daraus ergibt sich eine Förderlänge für die Toskaniden-Überschiebung von 50—60 km. Aber auch das ist nur ein Mindest-

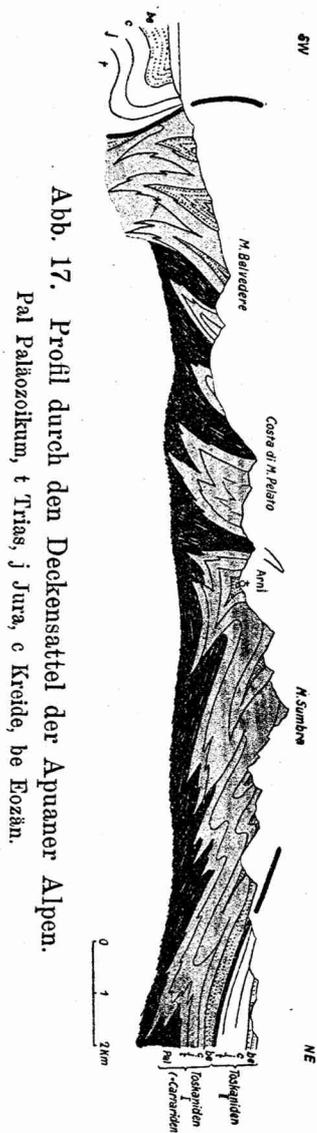


Abb. 17. Profil durch den Deckensattel der Apuaner Alpen.  
Pal Paläozoikum, t Trias, j Jura, c Kreide, be Eozän.

betrag; denn es ist unbekannt, wie weit sich die Toskaniden I in der Emilia noch unter den Toskaniden II erstrecken. Es bleibt also offen, ob die Toskaniden-Überschiebung von ähnlicher Größenordnung wie die Liguriden-Überschiebung ist.

TILMANN und STAUB versuchten, aus der Faziesentwicklung auf die Größenordnung der Toskaniden-Überschiebung zu schließen. Dabei kamen sie jedoch zu verschiedenem Ergebnis:

N. TILMANN betonte, daß die Schichtentwicklung in Toskaniden II so weitgehend mit der Schichtentwicklung von Toskaniden I übereinstimme, daß beide Serien ein und demselben Faziesbereich angehören müßten, — daß mithin ein Vergleich mit der Liguriden-Überschiebung, die zwei verschiedene Fazies trenne, nicht möglich wäre. STAUB parallelisierte dagegen die metamorphe Serie mit dem Penninikum der Alpen, die nichtmetamorphe mit dem Ostalpin. Entscheidend war dabei für ihn der hohe Grad der Metamorphose und das vereinzelte Auftreten Grüner Gesteine in der metamorphen Serie, deren Äquivalente bislang in Toskaniden II nicht nachgewiesen werden konnten (STAUB glaubte die Grünen Gesteine der Carrariden mit den Pietre verdi des Penninikums vergleichen zu dürfen).

Wenn diese Parallelisierung der Carrariden mit dem Penninikum statthaft wäre, so wäre die Toskaniden-Überschiebung wohl ebenso groß, wenn nicht noch größer als die Liguriden-Überschiebung. Aber eine stratigraphische Gegenüberstellung von Toskaniden I und II zeigt m. E. doch noch größere Übereinstimmung:

	Toskaniden I	Toskaniden II
Mittel- bis Ob. Lutet	Serizitquarzit („Pseudomacigno“)	Sandstein („Macigno“)
Unter-Lutet Senon	Serizitquarzit mit Kalklinsen Rote Mergelschiefer (nur lokal erhalten)	Sandsteine mit Kalklinsen Rote Mergelschiefer
Neokom —Tithon	Graue und grünliche Kalkschiefer	Weißer Hornsteinkalke und Aptychenmergel
Tief. Malm	Rote und grau-grüne Radiolarite	Rote und grüne Radiolarite und Kalke
Dogger	Hornsteinkalke mit Crinoidenkalklinsen	Hornsteinkalke mit Crinoidenkalklinsen
Lias	Marmore	Posidonienschiefer, Hornsteinkalke, rote Ammonitenkalke
Rhät		helle kompakte Kalke
Tief. Trias	Graue Kalkem. Konglomeraten	fehlt

Demgegenüber treten die Unterschiede, die in dem Erscheinen der Grünen Gesteine<sup>12)</sup> und im Fehlen der Oberkreide<sup>13)</sup> der Toskaniden I bestehen, zurück. Besonderes Gewicht möchte ich dabei auf das Auftreten von mächtigem Macigno in den Toskaniden I legen, der bei Ponte Stazzemese eine Mächtigkeit von über 500 m erreicht. Toskaniden I und II gehören also eng zusammen, wie das bereits TILMANN und WJKERSLOOTH betont haben. Es sind die Sedimente eines Troges.

Andererseits ähnelt das Ligurikum dem Penninikum. Beide sind (s. S. 32) durch das Auftreten mächtiger Grüner Gesteine, Radiolarite und fossilarmer Schiefertone im Oberen Jura gekennzeichnet. Da außerdem beide Bereiche ohne scharfe Grenze ineinander übergehen (s. S. 32), kann ich der Parallelisierung Toskaniden I = Penninikum nicht folgen. Die Toskaniden-Überschiebung trennt m. E. nicht wie die Liguriden-Überschiebung zwei verschiedene Fazies.

12) Ihre stratigraphische Stellung ist m. E. noch nicht geklärt, daher konnten die Grünen Gesteine nicht in die Tabelle aufgenommen werden.

13) Am Rio Orto delle Donne [b 3] ruht Eozän mit Hornsteinbrekzien an der Basis auf Oberjura bzw. Unterkreide. Oberkreide fehlt, aber eine deutliche Winkeldiskordanz ist nicht wahrzunehmen. Ähnliche Hornsteinbrekzien sind auch an der Basis des transgredierenden Alttertiärs in Toskaniden II 8 km nordwestlich von Bagni di Lucca und anderenorts nachzuweisen. So ist auch das Basalkonglomerat des Eozäns von Strada bei Florenz reich an Inoceramenschill. — Das lokale Fehlen der Oberkreide besagt also wenig, zumal TILMANN (nach freundlicher Mitteilung) in geringer Entfernung bereits Oberkreide auffand.

### c) Die Richtung der Toskaniden-Überschiebung.

Die Richtung der Toskaniden-Überschiebung ergibt sich mit erheblicher Wahrscheinlichkeit aus der Schichtentwicklung in den Toskaniden I. Im Bereich der Ostligurischen Schwelle transgrediert der Jura bezw. fehlt die Trias (Ligurikum, Gozzano). Und auch in den Toskaniden II ist die Trias im Westen nur kümmerlich entwickelt; denn das Rhät transgrediert dort ja auf dem Grundgebirge. Erst im Osten, — im Hochapennin, stellt sich tiefere Trias ein. Da nun auch in den Toskaniden I tiefere Trias vorhanden ist, liegt die Annahme nahe, daß der Sedimentationsbereich der Toskaniden I östlich von dem der Toskaniden II lag. Dafür spricht auch das Fehlen einer groben konglomeratischen Randfazies im Pseudomacigno, die doch zu erwarten ist, wenn er westlich vom Macigno sedimentiert wäre. — Andererseits ähnelt die Fazies des Eozäns der Toskaniden I nicht der des Autochthons im umbrischen Kalkapennin (hier Pseudomacigno, dort „scaglia cinerea“), sondern sie entspricht der Fazies, wie sie den Toskaniden II im Hochapennin eigen ist. Der Sedimentationsbereich der Toskaniden I dürfte also unmittelbar östlich von dem der Toskaniden II gelegen haben. Da die Toskaniden II heute auf den Toskaniden I ruhen, müssen sie von Südwesten nach Nordosten, also in gleicher Richtung wie die Liguriden, gewandert sein.

### d) Das Alter der Toskaniden-Überschiebung.

Das Alter der Toskaniden-Überschiebung ergibt sich daraus, daß noch der viele 100 m mächtige Pseudomacigno, der an seiner Basis eine Unterlutet-Fauna einschließt, überfahren ist. Wahrscheinlich hat sich also die Toskaniden-Überschiebung gleichzeitig mit der Liguriden-Überschiebung ereignet.

## 3. Deckenfaltung und Metamorphose.

In ihrer Schichtentwicklung entsprechen die Carrariden nicht dem Penninikum, wohl aber in ihrem tektonischen Habitus. So spielen Tauch- und Wickelfalten bereits eine gewisse Rolle (siehe Abb. 18). Außerdem zeigen die mesozoischen Gesteine Spuren von Durchgasung besonders mit Chlor und Bor. Neben Mineralien der ersten Tiefenstufe wie Chlorit, Epidot und Klinozoisit finden sich Turmalin und Skapolith (LINDEMANN S. 283 ff.). Einen Übergang zur 2. Tiefenstufe zeigen Disthen- und Ottrelithschiefer an.

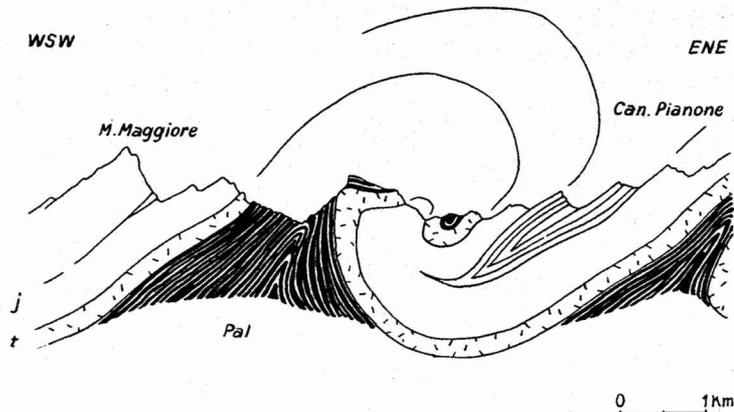


Abb. 18. Ostvergente Rollfalte im metamorphen Mesozoikum der Apuaner Alpen (nach ZACCAGNA 1932 S. 392)

Pal Paläozoikum, t Trias, j Jura.

Es fragt sich nun, welches zeitliche und ursächliche Verhältnis zwischen Deckenfaltung und Metamorphose besteht. Da ist folgendes wichtig:

Oberhalb Arni [b 3] sind die Gesteine der Toskaniden eng eingemuldet. Im Muldenkern ruht Rhät von Toskaniden II. Die Deckenfaltung muß also jünger als die Überschiebung sein. Andererseits muß die Umkristallisation hier z. T. vor der Überschiebung stattgefunden haben; denn das kaum 80 m mächtige Rhät ist wie die übrigen Gesteine von Toskaniden II nicht sonderlich umgewandelt, während die Serie von Carrara erhebliche Metamorphose aufweist. Dabei fällt der Metamorphose-Sprung mit der Überschiebungsbahn zusammen. Es ergibt sich somit die Zeitfolge:

1. Metamorphose von Toskaniden I
2. Überschiebung von Toskaniden II auf I
3. Deckenfaltung.

Für diese Zeitfolge spricht noch folgendes. Im Fenster von Ponte Stazzemese ruht das Rhät von Toskaniden II konkordant auf flach liegendem Pseudomacigno (= Eozän von Toskaniden I). Der Pseudomacigno ist aber trotzdem stark umkristallisiert; er hat ein so ausgeprägtes Parallelgefüge bekommen, daß 8—10 m lange Leisten aus dem Gestein gesägt werden können. Dagegen ist das Rhät nicht merklich umgewandelt worden. Der Metamorphosesprung fällt also wieder mit der Toskaniden-Überschiebung zusammen. — Auch hier ist somit die Metamorphose von Toskaniden I vor der Toskaniden-Überschiebung erfolgt und keine Faltung nachweisbar, die älter als die Überschiebungsphase ist.

Dagegen sind die Toskaniden I in der Mulde oberhalb von Arni stark spezialgefaltet, wobei die neugebildeten Mineralien

größtenteils nicht zertrümmert oder verbogen sind. Hier ist also einmal die Umkristallisation (= Metamorphose) der Faltung gefolgt.

Dieser Widerspruch ist wohl nur so zu erklären: Bereits vor der heranahenden Decke wurden die Toskaniden I teilweise spezialgefaltet bzw. geschiefert (wie im Fenster von PonteStazzemese der Pseudomacigno) und durchgast. Als dann die Toskaniden II über diese Zone hinüber gewandert waren, wurde das fertige Deckenpaket gefaltet. Tatsächlich ist ein kleiner Teil der neugebildeten Mineralien der Toskaniden II auch bei Arni noch verbogen worden. Umkristallisation und Deckenfaltung überdauerten also die Toskaniden-Überschiebung. Im wesentlichen ist aber die Metamorphose vor-, die Deckenfaltung nach der Überschiebung erfolgt.

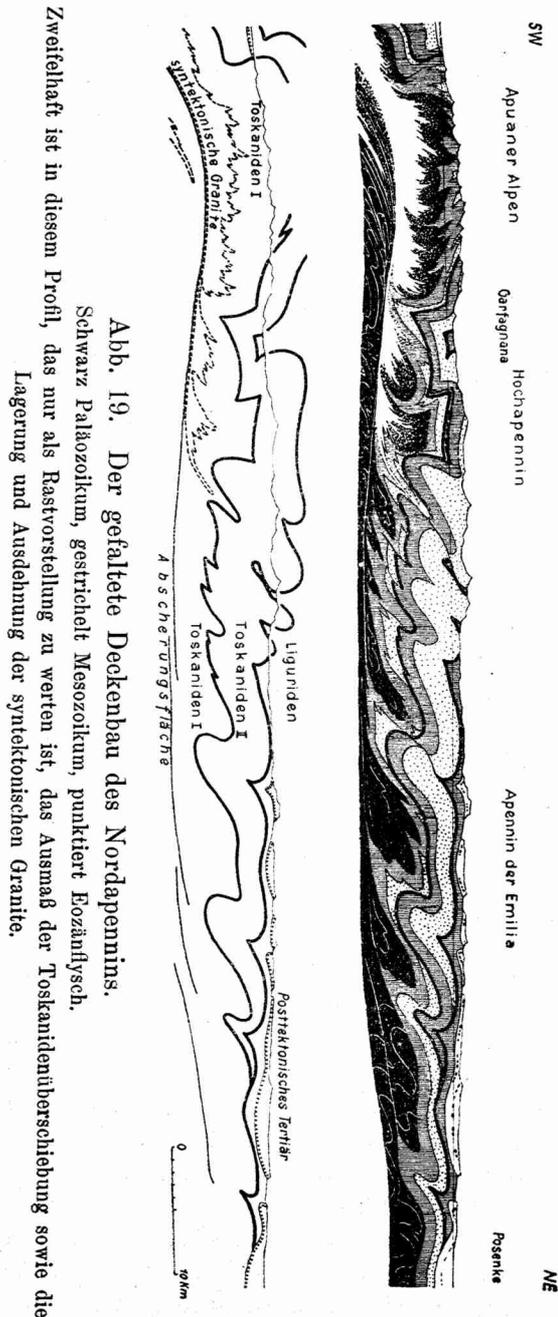


Abb. 19. Der gefaltete Deckenbau des Nordapennins.  
Schwarz Paläozoikum, gestrichelt Mesozoikum, punktiert Eozänlysch.  
Zweifelhaft ist in diesem Profil, das nur als Rastvorstellung zu werten ist, das Ausmaß der Toskanidenüberschiebung sowie die Lagerung und Ausdehnung der syntektonischen Granite.

Über die Herkunft der bor- und chlorreichen Gase und Erzlösungen lassen sich in den Apuaner Alpen nur Vermutungen äußern. Jedoch konnte WIKERSLOOTH in Südtoskana und auf Elba den Nachweis erbringen, daß die Erzlösungen mit Graniten, die nummulitenführendes Eozän noch kontaktmetamorph verändert haben, im Zusammenhang stehen, und daß die Granite auf großen Scherflächen während der Bewegung intrudiert sind. Darum dürften auch unter den Apuaner Alpen syntektonische Granitmagmen als Lieferanten der Gase und Lösungen anzunehmen sein, wie es Abb. 19 zu veranschaulichen sucht.

### Ergebnis.

Die Deutung des nordapenninen Deckenbaues, wie sie G. STEINMANN und TILMANN vor Jahren gegeben haben, bestätigte sich im wesentlichen: Liguriden und Toskaniden II stellen große Decken dar. Beide umfassen Mesozoikum und Eozän, nur gelegentlich finden sich an ihrer Basis kleine Reste von Paläozoikum bezw. Kristallin. Das Mesozoikum der Liguriden und Toskaniden ist also von seinem Grundgebirge abgeschert worden. — Die Überschiebungen erfolgten posteozän-präoligozän. Dabei wanderten die hangenden Schollen im Verhältnis zu den tieferen nach Nordosten. Die kleinen Reste vom Grundgebirge der Liguriden und Toskaniden wurden an den Überschiebungsbahnen ausgewalzt und zermahlen. Die Decken selbst verschuppten sich. Dabei wurden in der Liguriden-Decke die relativ starren Grünen Gesteine und Oberkreidekalke von den ungemein plastischen Argille scagliose abgeschert. Auch in den Toskaniden führte der Gegensatz von dem ca. 1000 m mächtigen massigen Macigno-Sandstein zu den mobilen Mergelkalken des Jungmesozoikums zu disharmonischen Bewegungen großen Stiles, die durch die Beteiligung triadischer Gipse erleichtert wurden.

Trotz der starken Beanspruchung kam es in diesen höheren Stockwerken nicht zu stofflichen Umsetzungen größeren Maßstabes. In den tieferen Stockwerken macht sich dagegen die Nachbarschaft syntektonischer Magmen in der Zufuhr von Erzlösungen entlang den Überschiebungsbahnen und in einer durchgreifenden Umkristallisation der Schichten geltend; die Durchtränkung mit Chlorgasen führte zur Bildung von Skapolith. Eine Art penninischer Fließtektonik mit Tauch- und Rollfalten stellt sich ein.

### D. Die Auffaltung des Deckenbaues.

Wie die Profile der Taf. 1 zeigen, liegen die Decken des Nordapennins nicht mehr flach, sondern sind nachträglich gefaltet und aufgewölbt worden.

#### 1. Das Alter der Deckenfaltung.

Die Faltung begann in den einzelnen tektonischen Stockwerken schon vor dem Deckenschub. Das ergab sich in den Carrariden aus der gelegentlich zu beobachtenden Phasenfolge (s. S. 44):

1. Faltung
2. Metamorphose
3. Überschiebung.

Auch die Toskaniden dürften schon vor der Liguriden-Überschiebung leicht gefaltet sein, wie die „Diskordanz“ an der Basis der Ligurischen Decke zeigt. So greifen (nach freundlicher Mitteilung von JANP. SCHNEIDER) die Liguriden im Aveto-Tal fast bis auf den Macigno über. Ebenso wurde auch der Hochapennin-Sattel schon vor dem Deckenschub leicht aufgewölbt; denn in den zentralen Teilen des Sattels [b 2] ruht das Ligurikum unmittelbar auf toskanider Trias.

Aber im wesentlichen erfolgte die Faltung erst nach dem Deckenschub; sind doch weithin die Liguriden korkordant mit dem toskaniden Eozän gefaltet worden. Diese Deckenfaltung hat unmittelbar nach den großen Überschiebungen eingesetzt. Im Grenzgebiet von Alpen und Apennin greift nämlich das Oligozän flach auf den bereits gefalteten Deckenbau über (s. S. 27f.). Im Süden fehlt das Oligozän, aber auch hier dürfte die Deckenfaltung in den inneren Zonen sich wenigstens teilweise vor dem Oligozän ereignet haben.

Anders in den äußeren Zonen. Dort sind Oligozän und Jungtertiär großenteils von der Faltung betroffen worden. Diskordanzen erlauben den Ablauf der Bewegungen zu verfolgen.

Im Bereich des Hochapennins greift Burdigal am M. Falterona bis auf den toskaniden Macigno-Sandstein über (PRINCIPI 1927), während beiderseits des Hochapennins noch die Liguriden in großer Mächtigkeit — im Norden von Oligozän bedeckt — erhalten sind. Die Aufwölbung des Hochapennins überdauerte also die Überschiebungsphase und das Oligozän. Aber auch das Burdigal des Hochapennins ist noch mitgefaltet worden, wie die eingeklemmten Mulden südöstlich von Porretta [e 3] zeigen. Andererseits liegt das Helvet am Sasso Simone im Marecchia-Tal flach auf dem ge-

falteten Deckenbau. Auch in Toskana ist das Helvet nicht mehr in die eigentliche Deckenfaltung einbezogen worden. Sie ist also im Südwesten des Hochapennins und im Hochapennin selbst im wesentlichen postburdigalisch-prähelvetisch<sup>14)</sup> erfolgt.

Dagegen ist das Helvet im Norden des Hochapennins noch mitgefaltet worden. Bei Savignano [e 2—3] ist es gelegentlich bis zu 60° und mehr aufgerichtet. Je stärker die posthelvetische Faltung wird, desto mehr verklingt die präburdigalische. Bei Marzabotto (am unteren Reno) ruht das Helvet bereits konkordant auf dem Burdigal. Die Faltung ereignete sich hier erst zwischen Sarmat und Piacentin. Diese Zone läßt sich am Rand der Po-Senke weit verfolgen. Auch bei Gropparello, Lugagnano, Fornovo di Taro, nördlich Savigno und Lojano greift das Piacentin diskordant auf den gefalteten Deckenbau über.

Aber örtlich wurde auch das Piacentin noch mit in die Faltung einbezogen. So schließt der Reno südlich von Bologna eine große Mulde im Piacentin auf. Bei Traversetolo sind noch Argilloscisti mit Piacentin-Tonen verschuppt worden (ANELLI 1915). Ferner weisen die Bohrungen, die in den letzten Jahren in der Po-Senke heruntergebracht sind, auf erhebliche intra- bzw. postpiacentine Bewegungen: bei Carpaneto ist das Piacentin in 1400 m Tiefe noch nicht durchsunken worden, bei Fontevivo wurde dagegen das Mesozoikum schon in 80 m Tiefe erreicht (SACCO 1930 S. 164).

Während also in den inneren Teilen des Nordapennins die Deckenfaltung längst verklungen ist, erreicht sie am Rande der Po-Senke ihre größte Intensität erst im Pliozän. Die Deckenfaltung wandert also. Das sei noch einmal in folgender Gegenüberstellung veranschaulicht:

Grenzgebiet von Alpen und Apennin	Hochapennin	Zone von Gropparello	Zone von Sasso-Traversetolo
	Helvet Burdigal	Piacentin Helvet Burdigal	Piacentin
<u>Oligozän</u> <u>Eozän</u>	<u>Oligozän</u> <u>Eozän</u>	<u>Oligozän</u>	

Gesperrt sind die Horizonte, die nicht mehr gefaltet sind.

14) Nur der Deckensattel der Apuaner Alpen ist noch postpontisch versteilt worden, wie das bis zu 70° aufgerichtete Pont bei Sarzana [a 3] zeigt (ZACCAGNA 1932 S. 307 f.).

## 2. Die Aufwölbung des Hochapennins.

In der Geröllführung, in Fazies und Mächtigkeit, sowie in der übergreifenden Lagerung der posteoziänen Sedimente spiegelt sich die Aufwölbung des Nordapennins wieder (s. Abb. 20).

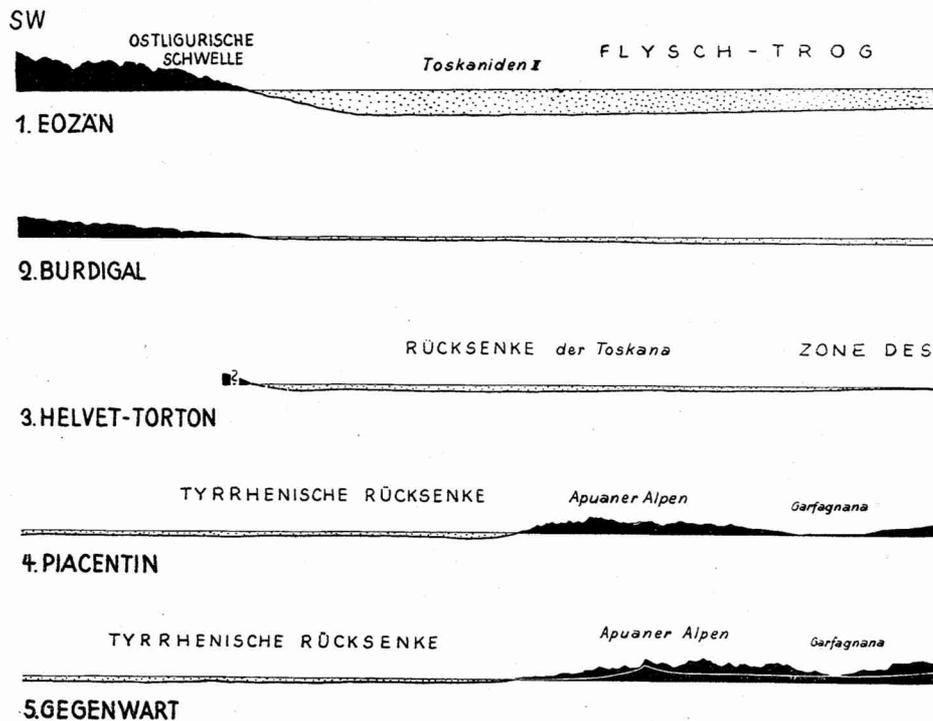


Abb. 20. Die Aufwölbung  
Schwarz Denudationsgebiet,

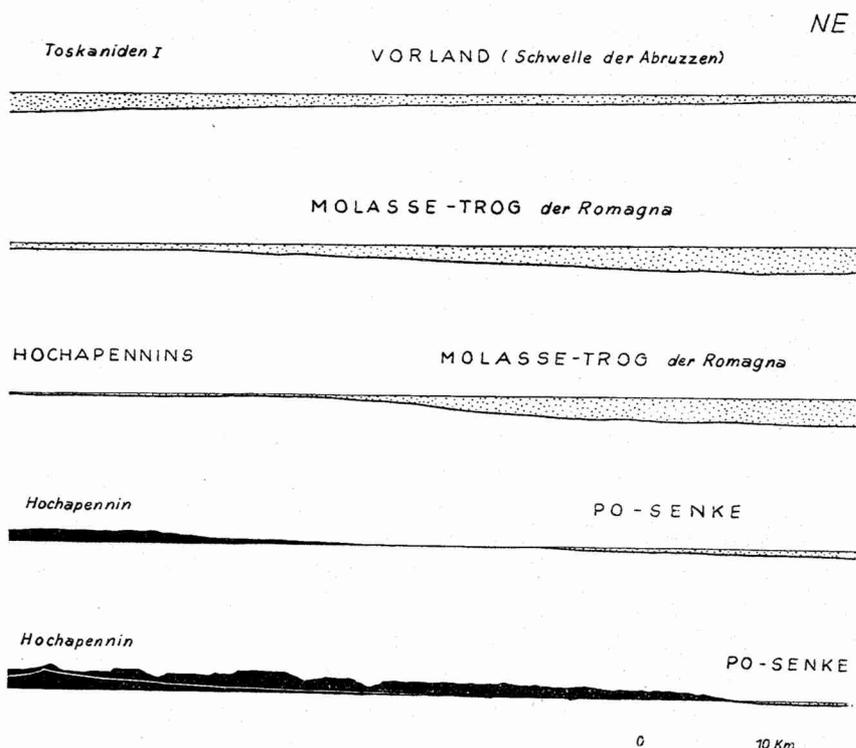
Im Oligozän und Burdigal schüttete noch die Ostligurische Schwelle ihren Detritus über den ganzen Bereich des Nordapennins. Das zeigen die groben Sandsteine des M. Barigazzo, von Porretta [e 3] und die Mergelsande im Osten der Abruzzen. Die paläogeographischen Verhältnisse waren also denen des Eozäns ähnlich. Aber zweierlei fällt auf:

1. Im Gebiet des M. Falterona greift Burdigal auf Macigno über, während im Südwesten und Nordosten noch Ligurikum erhalten ist.

2. Das Burdigal erreicht nördlich der Abruzzen nach freundlicher Mitteilung von R. B. BEHRMANN eine Mächtigkeit von mehr

Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara. 49  
als 2000 m, während Oligozän und Burdigal nahe dem Hochapennin  
nur wenige 100 m mächtig sind.

Daraus ergibt sich eine prä- und intraburdigale Aufwärtsbe-  
wegung des Hochapennins gegenüber dem sich östlich anschließenden  
Gebiet. Im Burdigal ist also erstmalig eine — wenn auch noch



des Hochapennins.  
punktiert Sedimentationsgebiet.

undeutliche — Schwelle im Gebiet des Hochapennins und eine  
Saumtiefe östlich davon erkennbar. Dieser „Molassetrog“ sinkt  
im Helvet und Torton um weitere 2000 m, während in der  
Zone des Hochapennins die Sedimente anscheinend geringmächtig  
bleiben. In Toskana schwellen sie wieder etwas an. Die Schüttungs-  
richtung der Sedimente ist hier m. W. noch unbekannt. Vielleicht  
bestand auch im Helvet und Torton noch die Ostligurische Schwelle,  
da die Konglomerate des M. Deruta als ihre Abkömmlinge gedeutet  
werden könnten. Jedoch waren große Teile des toskanischen Ar-  
chipels vom mittelmiozänen Meer überflutet.

Klarer sind die Verhältnisse im Pont. Die Konglomerate

von Sarzana enthalten bereits Material aus dem Kern der Apuaner Alpen (ZACCAGNA 1932 S. 306). Ebenso ist das Pont im Osten der Abruzzen reich an Kalkgeröllen, wie SACCO gezeigt hat. Zu dieser Zeit erscheint also der Apennin als Sedimentlieferant. Die Rücksenke wird damit endgültig von der Vortiefe getrennt<sup>15)</sup>.

Im Piacentin sind die Großformen die gleichen wie heute. Ein breiter Höhenrücken, der durch tektonisch angelegte Längstäler in einzelne Ketten gegliedert ist, trennt Adria und Po-Senke von der tyrrhenischen Rücksenke. Aber die Reliefenergie des Hochapennins war kleiner als heute. Die Denudationsräume waren zu schmal für die Entwicklung eines Hochgebirges. Darum ist die Konglomeratfazies des Piacentins auf eine schmale Zone beschränkt. Und darum sind auch die Gerölle sehr klein. Erst als die postpiacentine Orogenese (s. S. 47) weitere Falten dem Gebirge angegliedert hatte, konnte eine verstärkte Aufwölbung die heutigen Hochgebirgsformen schaffen. Bei dieser jungen Aufwölbung des Hochapennins wurde der diluviale alpine Schutt bei S. Andrea auf > 250 m Meereshöhe gehoben (s. Anm. 15), während er in der Po-Senke selbst fast um den gleichen Betrag sank. Ebenso steigt die Basis des Piacentins nördlich von Lojano im bologneser Apennin auf über 600 m, während sie bei Carpaneto in der Po-Senke heute > 1300 m unter dem Meeresspiegel liegt. Derartige Verbiegungen haben auch noch das Asti bei Quattro Castella und anderenorts am Fuß des Subapennins bis > 20° aufgerichtet (SACCO 1893 S. 576) und postpontische (? intrapiacentine) Verebnungen nördlich des Hochapennins gekippt, derart, daß sie heute von 500 m bei Guigla [e 2 oben links] auf ca. 1000 m im M. Penna und M. Belvedere [d 2] ansteigen.

Die Aufwölbung des Hochapennins vollzieht sich nicht symmetrisch. Vielmehr ist die südwestliche Abdachung des Hochapennins beträchtlich steiler als die nordöstliche. So ist z. B. die Wasserscheide des Hochapennins zwischen Bologna und Pistoja, die etwa 900—1100 m hoch liegt, nur 10 km von der 50 m-Isohypse im Südwesten, dagegen 60 km von der im Nordosten entfernt. Ebenso sind es von der Wasserscheide des Apennins zwischen Piacenza und Chiavari nur 17 km bis zur Küste, dagegen 55 km bis

15) Dem scheint zu widersprechen, daß sich nach SACCO (1892 S. 137) im Pont von S. Andrea di Medisano bei Fornovo di Taro grober Kristallindetritus findet. M. E. handelt es sich hierbei jedoch um jüngere, alpine Schotter, die das Pont bzw. Sarmat diskordant überlagern.

zur Po-Ebene. Infolge des stärkeren Gefälles zum Tyrrhenischen Meer werden die adriawärts gerichteten Hochtäler von Südwesten angezapft und die Wasserscheide nach Nordosten verlegt<sup>16)</sup>.

Das Wandern des Gebirgskammes ist besonders in Umbrien eindrucksvoll. Dort liegt zwar die Wasserscheide noch ziemlich weit westlich im alten Deckenland. Aber im Osten sind im Anschluß an die postsarmatische Faltung der Außenzone die Ketten des umbrischen Kalkapennins zu beträchtlicher Höhe aufgestiegen, so daß sie die niedrige Wasserscheide im Westen weit überragen und nur noch mühsam von den antezedenten Flüssen durchbrochen werden. Während also der Nordapennin an seiner Front durch Angliederung immer neuer Falten wächst und in die Höhe steigt, sinken in seinem Rücken die frühgefalteten Zonen — einst die Hauptdenudationsgebiete — wieder in die Tiefe. In diesem Wandern der Gebirgsbildung im morphologischen Sinne gleicht der Nordapennin den Balearen. Die HOLLISTER'schen Profile (Abb. 14) von Mallorca könnten ohne weiteres auf den Nordapennin übertragen werden.

### 3. Der Fächerbau des Hochapennins.

Liguriden und Toskaniden II sind von Südwesten nach Nordosten gewandert. Dagegen vergiert die Faltung, die das fertige Deckenpaket ergriffen hat, zonenweise nach Südwesten, wie die Profile der Tafel I und Abb. 19 zeigen.

Diese teilweise Umkehr der Bewegungsrichtung befremdet zunächst. — Vielleicht handelt es sich dabei um eine Rückfaltung, d. h. um die Überfaltung von rückwärtigen Senken. Tatsächlich ergab sich ja (S. 48 f.), daß der Hochapennin schon vor dem Burdigal eine deutliche Hebungstendenz gegenüber seiner Nachbarschaft im Südwesten und Nordosten erkennen läßt. Da nun die Deckenfaltung dieser Zone erst nach dem Burdigal erfolgte (S. 46 f.), darf die Südwest-Vergenz des Hochapennins somit wohl als Überfaltung sinkender Räume gedeutet werden, auch wenn zur Zeit der Faltung noch keine ausgeprägte Rücksenke im Südwesten dem Hochapennin vorgelagert war. — Ähnliches gilt für die Südwest-Vergenz der Apuaner Alpen; da die Aufwölbung bzw. Überkipfung dieses Deckensattels noch das mächtige Pont an der Küste betroffen hat, besteht hier kein Zweifel an der Überfaltung eines sinkenden Raumes.

16) In kleinem Maßstab gilt dies auch für den Deckensattel der Apuaner Alpen. Dort ist am Passo del Vestito bei Arni ein ostwärts entwässerndes Hochtal bereits von dem ungestüm rückwärts schreitenden Frigido gekappt worden.

Die Auffaltung des nordapenninen Flyschtroges bzw. Deckengebirges, das Untertauchen der Ostligurischen Schwelle und die Entstehung rückwärtiger Senken dürften also den Vergenzwechsel bedingen.

Somit liegen die Verhältnisse im Nordapennin ähnlich wie in den Tessiner Alpen, wo ja auch nach den voroligozänen — nordvergenten — Überschiebungen die Deckenwurzeln in der insubrischen Phase R. STAUB's rückgefaltet, d. h. gegen den jungtertiären Senkungsraum der Po-Ebene umgebogen wurden.

Auch aus dem variscischen Gebirge sind Beispiele von ähnlichem Vergenzwechsel bekannt. So hat H. SCHOLTZ sehr anschaulich beschrieben, wie die Auffaltung der „nördlichen Mobilzone“ (Niederrheinisches Schiefergebirge) schließlich zur Entstehung und Überfaltung eines rückwärtigen Beckens, nämlich der Saar-Saale-Senke (über der mitteldeutschen kristallinen Schwelle!) führte.

Die Auffaltung eines Troges kehrt eben das Gefälle vom Rahmen zum Trog um. Und da die Vergenzen dem Gefälle zu folgen pflegen, bringt die Auffaltung auch einen Vergenzwechsel mit sich. Die junge Rückfaltung des Nordapennins steht also nicht vereinzelt da, sie scheint sogar gesetzmäßig bedingt zu sein.

#### Rückblick:

##### Die Entwicklung des nordapenninen Deckenbaues.

Die vorstehenden Ausführungen galten der Frage, ob im Nordapennin ein Deckenbau von derartiger Großzügigkeit besteht, wie vielfach angenommen worden ist.

Es ergab sich folgendes:

Die Ophiolith-Formation, — eine Folge von basischen und ultrabasischen Laven und Intrusiven, von Radiolariten und Foraminiferen-Kalken, von Brekzien und mächtigen Schiefertönen —, ist jungmesozoisch. Denn in der Ophiolith-Formation haben VINCASSA DE REGNY, NEVIANI, RÜST u. a. oberjurassische Radiolarien-Faunen nachgewiesen. Außerdem fand sich vielerorts *Calpionella alpina* LOR. Schließlich haben LOTTI, SACCO, CAPELLINI, der Verfasser und andere in den höheren Schichten Ammoniten und Inoceramen der Oberkreide gesammelt, die auf der Ophiolith-Formation (gelegentlich mit einem Basalkonglomerat aus Graniten, Porphyren und kristallinen Schiefen) transgrediert.

Die jungmesozoische Ophiolith-Formation ist auf den altertären Flysch des Nordapennins postbarton-präoligozän überschoben worden. Denn überall taucht das Eozän der „Toskaniden“ unter

das Jungmesozoikum der Ophiolith-Formation, d. h. der „Ligurischen Decke“ G. STEINMANN'S. Bei dieser Überschiebung wurden die basalen Schichten der Ophiolith-Formation intensiv verschuppt. Gelegentlich finden sich auch Schubspäne von Granit als Reste vom Grundgebirge der Ophiolith-Formation. Das Auflager der Ligurischen Decke auf dem Alttertiärflysch und die Überschiebungsbrekzien sind vielfach erschlossen. Kein Eruptivgang durchbricht den Flysch. Die zahllosen petrographisch recht verschiedenen Grünen Gesteine wurzeln also nicht im Nordapennin, sondern schwimmen.

Das toskanide Mesozoikum, das im Liegenden des Flyschs im Hochapennin und den Apuaner Alpen zutage tritt, ist, wie seit langem bekannt, faziell von dem der Ligurischen Decke bis auf die Radiolarite und die Foraminiferen-Kalke des Oberjura völlig verschieden. Das toskanide Mesozoikum stimmt dagegen mit dem Mesozoikum der Südalpen und Euganeen weitgehend überein. Nichts weist auf ein Schwellengebiet im Untergrund der Po-Senke. Das toskanide Mesozoikum und das südalpine sind daher als Sedimente eines großen Troges zu deuten. Demnach können die Liguriden nicht aus der Po-Senke gekommen sein. Sie können auch nicht im Hochapennin wurzeln, da hier die Ophiolith-Formation allenthalben auf dem Flysch der Toskaniden ruht und sich nirgends im Hochapennin die Andeutung einer Wurzelzone findet. Die Heimat der Liguriden ist also in der Tyrrhenis zu suchen, in der Verlängerung der Zone von Genua, die von ROVERETO seit langem als autochthon erkannt worden ist. Mit diesem Ergebnis, daß die Ligurische Decke von Südwesten nach Nordosten gewandert ist, stimmen folgende Tatsachen überein:

1. Die Deckenfaltung vergiert überwiegend nach Nordosten.
2. Faltung und Vortiefenbildung wandern nach Nordosten.

Die Tektonik der Scheitelregion ist teilweise präeozän, die Tektonik im Bereich der großen Flyschtröge dagegen ausschließlich posteozän. Die Deckenfaltung erfolgte nahe der Scheitelregion schon präoligozän, in den randlichen Teilen postoligozän-präpiacentin, in der Po-Senke selbst größtenteils erst postpiacentin. — Das Tiefste des Eozän-Troges liegt im Hochapennin (2000 m Eozän), das Tiefste des Miozän-Troges am Stirnrand der Ligurischen Decke, d. h. in den Abruzzen bzw. am Rand der Po-Senke (4000 m Miozän). Das Piacentin schließlich erreicht seine größte Mächtigkeit in der Po-Senke selbst (über 1300 m).

3. Die Schüttung kam bis zum Obermiozän stets von Südwesten. Z. B. erreichen die kristallinen Gerölle im Eozänflysch des Aveto-Tales, also nahe der Scheitelregion, cbm-Größe, im Hochapennin werden sie dagegen nur faustgroß.

4. Die Konglomerate im Eozän des Aveto-Tales sind reich an Grünen Gesteinen. Im Westen des Flyschtroges wurde also neben Kristallin auch eine Ophiolith-Formation denudiert. Es liegt nahe, sie mit der Ligurischen Decke zu parallelisieren, zumal auch Radiolaritgerölle in den Flyschkonglomeraten auftreten.

Die Liguriden sind somit von der Tyrrhenis her über den ganzen Nordapennin gewandert. Bei einer derartigen Bewegung konnte der Untergrund nicht ungestört bleiben. Auch er ist verschuppt und in zwei Teildecken zerlegt worden. Denn in den Apuaner Alpen tritt unter dem toskaniden Mesozoikum eine metamorphe Serie (die sog. Carrariden) zutage, die, wie TILMANN gezeigt hat, die gesamte Schichtfolge vom Paläozoikum bis zum Eozän umfaßt, und zwar in einer Fazies, die der der Toskaniden entspricht. TILMANN'S Darstellung kann nur bestätigt werden. Die faziellen Gegensätze, die man jüngst zwischen Carrariden und Toskaniden aufzuzeigen versucht hat, existieren m. E. nicht, wie im einzelnen dargelegt wurde. Stratigraphisch entsprechen nicht die Carrariden, sondern die Liguriden dem Penninikum der Alpen. Darin ist G. STEINMANN und TERMIER zuzustimmen. Wohl aber erinnert die Tektonik der Carrariden an das Penninikum: Auswälvungen, Tauch- und Wickelfalten spielen bereits eine gewisse Rolle. Die Tektonik ist in diesen tieferen Stockwerken weit mobiler als in den höheren. Die Bewegungen erleichterten hier offenbar den Aufstieg heißer Gase. Die Paragenesen weisen auf 1. bis 2. Tiefenstufe. Unter den großen Abscherungsdecken der höheren Stockwerke kam es also zu einer Art Fließtektonik.

Auch nach dem Abschluß der großen Deckenbewegungen wurde der Raum des Nordapennins weiter eingeengt. Mit der Aufeinanderstapelung der Decken war der Boden weitgehend versteift worden. Jetzt wurde das ganze Deckenpaket gefaltet, verschuppt und in seiner Gesamtheit fächerförmig aufgewölbt: Im Nordosten des Hochapennins vergiert die Deckenfaltung gegen die Po-Ebene, im Südwesten wenigstens zonenweise nach der Tyrrhenis. Die junge SW-Vergenz hängt mit der Entstehung und Überfaltung rückwärtiger Senken (Pliozän-Becken der Garfagnana und Lunigiana) zusammen. Der Scheitel des Fächers deckt sich mit der hentigen Wasserscheide, ein Zeichen, daß die Aufwölbung des Apennins bis in die jüngste Zeit andauert. — Mit diesen Bewegungen hängen ferner großartige Intrusionen von Gipsen der toskaniden Trias in den fertigen Deckenbau zusammen.

---