

Werk

Titel: Teil I: Die epirogene Entwicklung des Apennins

Jahr: 1936

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1936_0015|log5

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

Einleitung.

Seit mehreren Jahren wird der Apennin auf Anregung von Herrn Prof. STILLE von Göttingen bzw. Berlin aus tektonisch untersucht. In einer Zusammenfassung der bisherigen Arbeiten gaben R. TEICHMÜLLER & H. W. QUITZOW (1935) eine Entwicklungsgeschichte vom nordapenninen und kalabrischen Deckenbau. Um den Bau und Werdegang des gesamten Apennins verstehen zu können, fehlte noch die Bearbeitung des Zentralapennins.

Es fragte sich: Herrscht auch hier ein Deckenbau, dergestalt, daß er den Deckenbau von Nordapennin und Kalabrien verbindet, und hängen die großen Flyschtröge von Nordapennin und Südapennin zusammen, oder verläuft im Zentralapennin die Grenze zweier Gebirgssysteme, wie es R. STAUB jüngst nachzuweisen versuchte?

Die Geländeaufnahmen wurden in den Jahren 1932 bis 1934 ausgeführt. Die Ausarbeitung erfolgte in den Geologischen Instituten der Universitäten Göttingen und Berlin. Herrn Prof. Dr. H. STILLE danke ich für die Anregung zu diesen Untersuchungen, wie auch für die stete Förderung derselben im Gelände und bei der Ausarbeitung. Ebenso danke ich Herrn Dr. R. TEICHMÜLLER, der mir jederzeit behilflich war, sowie Herrn Prof. Dr. P. PRINCIPI-Perugia, der mich in der lebenswürdigsten Weise in seinem Institut aufnahm, und dem ich manche wertvollen Anregungen verdanke.

I. Teil: Die epirogene Entwicklung des Apennins.

Der Bau des Apennins ist nur aus der Anlage und Entwicklung seines Sedimentationsraumes zu verstehen. Darum sei zunächst die Gliederung des mesozoischen Sedimentationsbereiches betrachtet.

A. Die Gliederung des mesozoischen Sedimentationsraumes.

I. In der Trias.

Die wenigen kleinen Vorkommen von Unterer Trias lassen im Apennin kaum paläogeographische Rückschlüsse zu. In der Mittleren Trias deuten sich die ersten Faziesdifferenzen an.

Denn in den Apuaner Alpen vertreten mächtige dolomitische Kalke („Grezzoni“) mit *Encrinus liliiformis* SCHLOTH. den Muschelkalk, während dieser in der Basilicata bei Lagonegro und Potenza [k 8—9]¹⁾ als > 100 m mächtiger Hornsteinkalk, der von bunten Tonen und Kieselschiefern und Riffkalken überlagert wird, entwickelt ist. Diese zusammen > 300 m mächtigen Schichten führen bei Lagonegro und Tramutola eine dem Esino-Kalk entsprechende Fauna²⁾ mit *Pinacoceras damesi* MOJS., *Pecten discites* SCHLOTH., *Halobia* cf. *lommeli* WISM., *Proarcestes subtridentinus* MOJS. und *Protrachyceras ladinum* MOJS.

Die Karnische Stufe ist fossilführend nur am M. Gargano an der Punta delle Pietre Neri [i 6] nachgewiesen. Von dort gibt DI STEFANO (1894) aus dunklen bituminösen Plattenschiefern *Myophoria vestita* v. ALB. und andere Fossilien der Raibler Schichten an³⁾. Am M. Gargano sind die Raibler Schichten mit Gipsen und basischen Eruptivgesteinen verknüpft. Der gleichen Fazies begegnen wir in Kalabrien, wo unter fossilführendem Hauptdolomit nach TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935 S. 77 u. 80 ff.) neben Quarziten und Phylliten Kalke, Gipse und Grüne Gesteine (Diabasporphyrite) zu Tage treten. Auch die mächtigen Gipsaufbrüche des oberen Secchia-Tales im Nordapennin mögen karnisches Alter besitzen. Dagegen fehlen der Trias der Apuaner Alpen jegliche Gipse. Hier gehören die Grezzoni, die im Hangenden *Turbo* cf. *solitarius* BEN. (TILMANN 1926) führen, wohl z. T. noch der Karnischen Stufe an. In der Basilicata dürfte der Raibler Horizont noch von den Kieselschiefern und bunten Tonen vertreten sein; sind doch auf Sizilien in einer sehr ähnlichen Serie Fossilien der Karnischen Stufe gefunden worden (GEMMELLARO 1882).

In der Karnischen Stufe steht also die Geosynklinalfazies des Südapennins und des M. Gargano mit ihren Radiolariten und Grünen Gesteinen den Kalken und Dolomiten eines Schelfgebietes in den Apuaner Alpen gegenüber.

Die Norische Stufe ist im gesamten Apennin als Hauptdolomit entwickelt. Er entspricht petrographisch und faunistisch dem Hauptdolomit der Alpen. Die Dolomite enthalten u. a. *Gervilleia exilis* STOPP., *Megalodus gümbeli* STOPP., *Megalodus triquetra*

1) Die in eckige Klammern gesetzten Ortsbezeichnungen beziehen sich auf Taf. 1.

2) DE LORENZO (1892, 1894, 1895, 1896), SACCO (1910), BONARELLI (1932).

3) Vielleicht gehören auch ähnliche fossilleere dünnplattige Kalkschiefer an der Basis des Hauptdolomites von Salerno bei La Cava [h 8] in die Karnische Stufe (DEECKE 1901).

WULF. und *Turbo solitarius* BEN. In den Dolomiten sind in den Apuaner Alpen und im Südapennin gelegentlich Mergelschiefer eingeschaltet. Bei Gaeta-Itri [e, f 7] treten neben den Dolomiten auch bituminöse Kalke auf. Ebenso stellen sich bei Giffoni in der Nähe von Salerno [h 8] bituminöse Schiefer ein, die eine reiche Fischfauna geliefert haben (BASSANI 1892, 1893). Sie erinnern an die Seefelder Fischechiefer. Auch in Nordkalabrien finden sich nach TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935 S. 82) bituminöse Mergelschiefer im Hauptdolomit.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites schwankt. In den Apuaner Alpen beträgt sie 2—300 m. Bei Salerno [h 8] steigt sie auf mehr als 1300 m an. Auch in Kalabrien wird der Hauptdolomit noch 6—900 m mächtig, während bei Lagonegro nur ca. 400 m mächtige Dolomite der Norischen Stufe vorhanden sind. Doch könnten sie hier nachträglich reduziert worden sein.

In den Abruzzen tritt die Obere Trias nur am M. dei Fiori bei Ascoli Piceno [f 4], bei Antrodoco und am Gran Sasso [e, f 5] mit Dolomiten und dolomitischen Kalken mit Megalodonten zu Tage (s. SACCO 1907 und LOTTI 1926 a).

Das Rät ist bislang m. W. nur in den Apuaner Alpen und in Umbrien durch Fossilien belegt worden. In den Apuaner Alpen werden 100—200 m mächtige Kalke mit *Avicula contorta* PORTL. von 300—400 m mächtigen grauen Kalken mit schwarzen Kalklinsen überlagert.

In Umbrien vertreten bei Perugia am M. Malbe [c 3] schwarze bituminöse Lumachellenkalke das Rät. *Avicula contorta* PORTL. findet sich noch in den dolomitischen Kalken und Mergeln der Berge von Amelia (PRINCIPI 1908 und 1910).

Das Rät des Apennins ist also sehr gleichförmig entwickelt und erlaubt keine paläogeographische Spezialgliederung.

II. Die Gliederung des mesozoischen Sedimentationsraumes im Jura.

Faziesunterschiede sind im Jura des Apennins seit langem bekannt. Schon E. HAUG unterschied die tonige ammonitenreiche „pelagische“ Fazies in Toskana und Umbrien von der mehr kalkigen brachiopodenreichen „neritischen“ Fazies des südöstlichen Italiens. Diese Unterscheidung konnte bestätigt werden.

Der Lias in Toskana und Umbrien.

Die obertriadischen Dolomite und Kalke gehen petrographisch allmählich in den Jura über. Der Untere Lias besteht noch

aus dolomitischen Kalken, die am M. Bove [e 4] ca. 650 m mächtig werden. Diese Schichten führen u. a. *Pleuracantites biformis* Sow. und *Waldheimia ewaldi* STOPP. (LOTTI 1926 a). Am M. Nerone und M. Catria vertreten oolithische und pisolithische Kalke den Unteren Lias, wie die Aufschlüsse bei Pieia am M. Nerone [d 2] zeigen.

Als Vorläufer der „pelagischen“ Fazies greifen die roten Arietenschichten Toskanas (LOTTI 1910) an der Grenze zum Mittleren Lias weit nach Umbrien hinein. So finden wir rote Kalke mit *Arietites solaroides* bei Gualdo Tadino [d 3] (PARONA 1908). In den Sabiner Bergen und bei Narni-Amelia [c 4; d 4, 5] enthalten diese Kalke schon zahlreiche Brachiopoden, die für den Faziesbereich der Abruzzen bezeichnend sind.

Die eigentliche „pelagische“ Entwicklung beginnt im Mittleren Lias. In Toskana und den Sabiner Bergen besteht der Mittlere Lias vorwiegend aus hellen und graugrünen Kieselknollenkalken (Abb. 1, Zone a) mit *Arnioceras ceratoides* QUENST. und *Harpoceras ruthenense* REYN. Am M. Martano und bei Assisi [c, d 3, 4] vertreten gelegentlich bunte Mergelkalke, Mergel und Tonschiefer das Domérien, während das Pliensbachien noch aus brachiopodenreichen Kieselknollenkalken (Abb. 1, Zone b) besteht (DE ANGELIS D'OSSAT 1902, PRINCIPI 1910). Die Mergel enthalten bei Spello (LOTTI 1926 a) eine reiche Ammonitenfauna mit

Arietoceras algovianum OPP.

Arietoceras retrosicostata OPP.

Hildoceras boscense REYN.

Harpoceras cornacaldense TAUSCH

Racophyllites sariense MGH.

Phylloceras selenoides MGH.

Zwischen Foligno und Norcia und im Val Ussitá [e 4] gliedert sich der Mittlere Lias noch in die unteren mehr kalkigen Schichten und in die oberen mehr tonig-mergeligen Horizonte. Zwischen die einzelnen Kalkbänke schalten sich graublau Ton- und Mergelagen. Diese Folge (Abb. 1, Zone c) ist auch am M. Nerone und M. Catria [d 2, 3] entwickelt. Sie vermittelt zwischen dem mergeligen Domérien Zentral-Umbriens und der Kalkfazies weiter im Südosten. Schon bei Spoleto [d 4] bauen reine Hornsteinkalke den Mittleren Lias auf (Abb. 1, Zone d). Sie werden bei Leonessa von den Kalken mit *Terebratula aspasia* GEMM. der Abruzzen (LOTTI 1926 a) vertreten.

Orogene Bewegungen an der Grenze vom Mittl. zum Ob. Lias?

LOTTI glaubte orogene Bewegungen an der Grenze vom Mittleren zum Oberen Lias zu erkennen. Er stützte sich dabei auf klastische Einschaltungen im Oberen Lias sowie auf „Winkeldiskordanzen“ und Schichtlücken.

Sandige Lagen wurden von LOTTI (1926 a) zwischen Rieti und dem M. Terminillo [d 5] erwähnt. Bei Lisciano und am Colle Categne nordöstlich Rieti kommen neben sandigen Schiefeln, geringmächtigen Sandsteinen auch Kalksandsteine und konglomeratische Lagen mit mehr oder weniger kantengerundeten Kalkgeröllen vor, die bis zu 5 cm Durchmesser erreichen. Quarzkiesel fand ich nicht. *Rhynchonella curionii* MGH., *Rh. sequenzae* GEMM. var. *minor* und *Posidonomya bronni* VOLTZ deuten auf ein oberliassisches Alter der klastischen Sedimente hin. Die Herkunft der Gerölle und Quarzkiesel bleibt dunkel.

Die Diskordanzen unter dem Oberen Lias, die LOTTI (1926 a) angibt, beruhen m. E. auf Abscherungen der Kalke des Mittleren Lias von den Mergeltonen und -schiefern des Oberen Lias.

Da im Vergleich zur Größe des Gebietes nur wenige Fossilfunde in den einzelnen Horizonten vorliegen, bleibt die Frage nach etwaigen Schichtlücken offen. Wo jedoch bis jetzt wirklich Lücken nachgewiesen sind, handelt es sich um tektonische Unterdrückung an Verwerfungen und Abscherungen.

Der Obere Lias ist in Umbrien und Toskana gewöhnlich in der Fazies des „Ammonitico rosso“ entwickelt, d. h. als (40—50 m mächtiger) roter, im Hangenden auch gelblicher Knollenkalk. Dazu gesellen sich Mergelschiefer mit *Posidonomya bronni* VOLTZ und Letten.

Die roten Mergel sind sehr ammonitenreich. Sie vertreten auch noch das Aalien. Die wichtigsten Arten sind

Harpoceras radians REYN.

Hildoceras bifrons BRUG.

Hammatoceras insigne SCHÜBL.

Hildoceras comense v. BUCH

Harpoceras falcifer SOW.

Die Fazies dieser pelagischen Sedimente greift in Umbrien weit über den Raum der bunten Merkelkalke und Kalke des Domérien hinaus (Abb. 4).

Der Lias des südöstlichen Italiens.

Der Lias der Abruzzen und des südöstlichen Italiens unterscheidet sich von dem umbrisch-toskanischen Lias. Die bunten pelagischen Mergel und Mergelkalke des höheren Lias Umbriens gehen in einer annähernd N-S verlaufenden Zone zwischen Leonessa und Antrodoco [d 4, 5] in die neritischen Sedimente der Abruzzen über. Auch die 350 m mächtigen massigen dolomitischen Kalke des M. dei Fiori bei Ascoli Piceno [f 4] bilden sowohl faziell wie auch in der Mächtigkeit den Übergang von den geringmächtigen (mehr pelagischen) Sedimenten Tosko-Umbriens zu den mächtigen (mehr neritischen) Kalken der Abruzzen, in denen alle Lias-Stufen faunistisch belegt worden sind (SACCO 1907, 1910).

Die größte Mächtigkeit erreicht der Lias in den Abruzzen. So wird er am Gran Sasso [f 5] 800 m und in der Montagna

Grande und am M. Marsico zwischen Scanno und dem oberen Sangro [f 6] in klaren Profilen sogar mehr als 1500 m mächtig. Im Südapennin sinkt die Mächtigkeit des Lias am M. Bulgheria und bei Lagonegro [i, k 9] auf 500—700 m herab. Das Haupt-senkungsfeld liegt also in den Abruzzen.

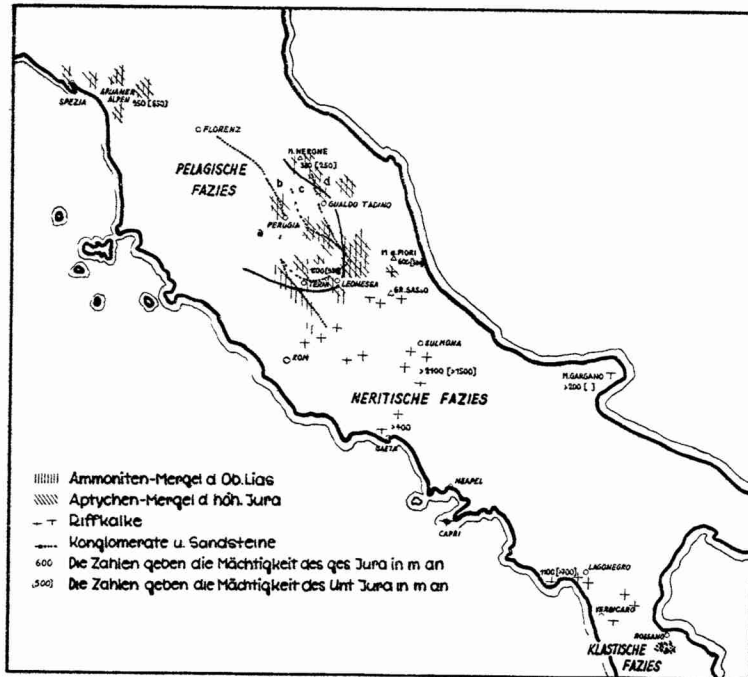


Abb. 1. Die Fazies und Mächtigkeit des autochthonen Jura im Apennin.

Die dicke Linie umrahmt den Bereich der roten Arietenskalke. Die Buchstaben (a—d) beziehen sich auf die Entwicklung des Mittleren Lias und sind im Text näher erläutert.

In Nordkalabrien schüttet das Kalabrische Massiv seinen Detritus in den Sedimentationsraum des Lias. Es werden ca. 600 m mächtige Kristallin-Konglomerate, Sandsteine, Schiefer, Mergel und Crinoidenkalke abgelagert. Diese klastische, litorale Fazies vertritt hier die neritische Entwicklung des Südapennins bzw. die pelagische Fazies Umbriens (s. Abb. 1).

Der höhere Jura.

Vom Bath an werden in Umbrien wie in den Abruzzen Kalke abgelagert, die sich nicht wesentlich unterscheiden. Erst im Kelloway und Kimmeridge erscheint der Gegensatz zwischen der

tonig-mergeligen Fazies Tosko-Umbriens und der kalkigen Fazies der Abruzzen aufs neue. Nördlich der Zone von Leonessa vertreten graugrüne und violette Mergelschiefer mit *Posidonomya alpina* und Aptychen-Schichten mit bunten Hornsteinlinsen das Kelloway (PRINCIPI 1909, SCARSELLA 1932).

Diese pelagische Fazies des Kelloway — Kimmeridge stößt gegenüber der oberliassischen „Ammonitico rosso“ — Fazies weiter nach Osten vor (Abb. 1). So sind noch am M. dei Fiori bei Ascoli Piceno [f 4] geringmächtige Aptychen-Schichten entwickelt. Im Kern des pelagischen Faziesbereiches treten in den Apuaner Alpen bunte Radiolarite auf.

An der Ostseite des umbrischen Kalkapennins ist der höhere Jura zwischen Cittareale und Trimezzo [e 4] zum Teil brekziöskonglomeratisch. Linsen mit (bis zu 3 cm großen) Kalkgeröllen unbekannter Herkunft stellen sich ein. Diese Schichten werden von graugrünen sandigen Letten, Aptychenmergeln und Posidonien-schiefern überlagert.

In den Abruzzen und im Südapennin ist der Obere Jura wieder als mächtiger neritischer Kalk mit vereinzelt Hornsteinen entwickelt.

Das Tithon wird sowohl in Toskana und Umbrien wie in den Abruzzen und im Südapennin von Hornsteinkalken und Ellipsactinienkalken vertreten. Am Ende des Jura verschwindet der Gegensatz zwischen der pelagischen und neritischen Fazies.

Das pelagische Faziesgebiet dehnte sich also im Jura von Zentralumbrien nach Nordosten und Südwesten ständig aus. Nur die Südostgrenze bleibt in der Zone von Leonessa. Im Oberen Lias ist ganz Umbrien von den Sabiner Bergen bis zu den Sibilliner Bergen in den pelagischen Faziesbereich einbezogen. Im höheren Jura erstreckt er sich sogar bis zum M. dei Fiori.

Eine tektonische Gliederung des jurassischen Sedimentationsraumes in Schwellen und Becken stößt auf Schwierigkeiten. Die tonig-mergelige ammonitenreiche Entwicklung Umbriens spricht zwar für Beckenfazies, die brachiopodenreiche Kalkentwicklung im Zentral- und Südapennin für Schwellenfazies. Aber die großen Mächtigkeiten liegen im „Schwellen“-Gebiet des Zentralapennins. Vielleicht sanken die Sedimentationsräume Umbriens und der Abruzzen relativ gleichmäßig ab. Dabei ermöglichte aber die geringere Meerestiefe in den Abruzzen und im Südapennin die Entstehung mächtiger Kalke.

Wo die Fazies dieselbe bleibt, erlaubt die Mächtigkeit einen

Schluß auf die epirogene Absenkung des Sedimentationsraumes. So deutet zwischen Scanno und dem oberen Sangro in der Montagna Grande [f 6] die ungewöhnliche Mächtigkeit des Juras mit 2100 m, von denen nur 600 m auf Dogger und Malm entfallen, auf eine besonders starke Absenkung hin.

III. Die Gliederung des mesozoischen Sedimentationsraumes in der Kreide.

a) Bewegungen vor der Kreide.

Wie Abb. 2 zeigt, greift zwischen Neapel und dem M. Bulgheria die Kreide unmittelbar auf Hauptdolomit über. Erst bei Lagonegro [k 9] ist der Lias wieder erhalten. Ebenso erscheint er nördlich bei Gaeta am M. Massico wieder. Der höhere Jura

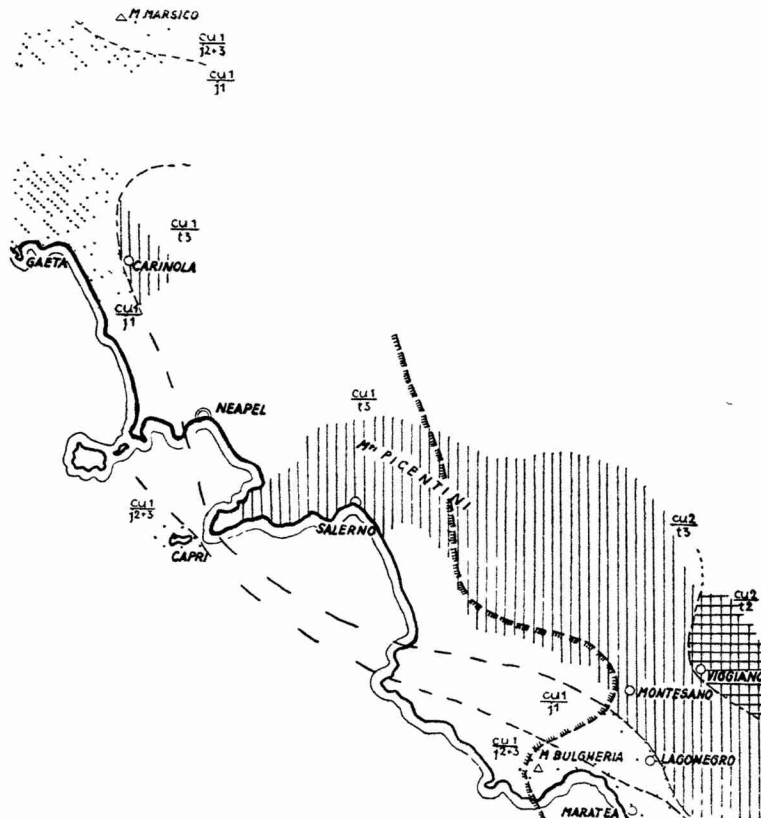


Abb. 2. Das Liegende der Unterkreide im südlichen Kalkapennin. Weit punktiert = höherer Jura; eng punktiert = Lias; senkrecht schraffiert = Obere Trias; Kreuzschraffen = Mittlere Trias; die Kammlinie gibt die Ost-Grenze des übergreifenden Neokoms an.

stellt sich in der Außenzone dieser Aufwölbung und zwar in den Abruzzen, auf Capri und am M. Bulgheria ein. Da der Jura in der Umrandung der Aufwölbung keine Randfazies zeigt, dürfte er überall abgelagert und erst präkretazisch z. T. denudiert worden sein.

In der älteren Unterkreide werden Teile der Hebungszone wieder Sedimentationsgebiet. So ist Neokom zwischen dem M. Sacro und dem Diano-Tal bei Sanza [k 9] bekannt. Auch bei Itri östlich Gaeta [e 7] überlagert tiefere Unterkreide konkordant den Lias.

Apt und Alb greifen weiter im Osten unmittelbar auf die Trias über. Am M. Piesco oberhalb Montesano im Diano-Tal [k 9] liegt nach BONARELLI (1932) das Apt mit schwacher Winkeldiskordanz auf dem Hauptdolomit. Im übrigen Gebiet herrscht aber Konkordanz. Die vorkretazische Heraushebung erreicht ihr Maximum bei Viggiano, wo die Kreide auf ladinischen Kieselschiefern transgrediert.

Von dieser NW-SE streichenden Aufwölbung ist nur der Westflügel der Beobachtung zugänglich, da östlich von Viggiano nirgends mehr das Liegende der Kreide zu Tage tritt.

b) Die Gliederung des Sedimentationsraumes in der Unteren Kreide.

In der tieferen Unterkreide sind die Faziesverhältnisse ähnlich wie im Jura. So ist das Neokom der Hornsteinkalke Tosko-Umbriens wieder reich an Ammoniten und Aptychen. Die porzellanartigen dichten Kalke, die „Majolika“ oder „Biancone“ genannt werden, stellen wohl Hochseeablagerungen dar. Andererseits wird die tiefere Unterkreide in den Abruzzen, auf der Salerner Halbinsel, in der Lucania und der Basilicata wieder von mächtigen z. T. dolomitischen Riffkalken mit Brachiopoden und Rudisten vertreten. Der Faziesgegensatz besteht bis zum Apt.

Im Alb herrscht im tosko-umbrischen Trog noch die pelagische Fazies. Geringmächtige bunte Mergelschiefer mit Hornsteinen, die den oberjurassischen Aptychenmergeln ähneln, stellen sich ein. Doch greifen die Alb-Mergel, die sogenannten Fucoiden-Schichten, nach Osten über den Raum der jurassischen pelagischen Sedimente hinaus (Abb. 4). Am M. dei Fiori bei Ascoli Piceno [f 4] sind sie wie in Umbrien noch 40—50 m mächtig. Die pelagische Fazies des Alb dürfte ihre östliche Grenze an der Adria erreichen, da die Mächtigkeit der Fucoiden-Schichten am M. Conero bei Ancona [f 2] nach BONARELLI (1895) auf 6 m sinkt.

In den Abruzzen entstehen weiterhin mächtige Riffkalke, mit denen sich die Alb-Mergel Umbriens in der Zone von Leonessa verzahnen.

Neu in der paläogeographischen Entwicklung des Apennins ist das Erscheinen einer Mergelfazies südlich der Abruzzen. Dort vertreten 70 m gelbgrüne hornsteinfreie Orbitulinen-reiche Mergel (am Capo d'Orlando bei Castellamare-Salerno [g 8] und in der Basilicata) die hornsteinreichen Fucoidenmergel Umbriens (Böse 1896).

Wie in der Fazies, so unterscheiden sich auch in der Mächtigkeit die Unterkreide-Sedimente der Abruzzen von denen Tosko-Umbriens. Den 250 m mächtigen pelagisch-neritischen Sedimenten Tosko-Umbriens stehen die ca. 700 m mächtigen Riffkalke der Abruzzen gegenüber. Weiter im Süden und Osten dürfte die Mächtigkeit etwas abnehmen. So sind bei Salerno [h 8] 600 m, am M. Gargano [l 6] nur 500 m Rudistenkalke der Unterkreide abgelagert worden. Auch in der Unterkreide erfolgte also die Hauptsenkung innerhalb der südostapenninen Faziesprovinz in den Abruzzen.

c) Die Gliederung des Sedimentationsraumes in der Oberkreide.

Der Gegensatz der Fazies von Umbrien und den Abruzzen besteht auch noch z. T. im Cenoman. Die bunten Alb-Mergel Umbriens gehen im Hangenden in geringmächtige bituminöse Fischschiefer über, die FIORENTIN (1912) und PRINCIPI (1927 c) ins Cenoman stellen. Die Fischschiefer sind auf den Raum zwischen Perugia und Assisi und dem M. Nerone—M. Catria [c 3—d 2, 3] beschränkt, d. h. auf den Bereich der pelagischen Fazies zur Zeit des Domérien.

In der Außenzone der umbrischen Faziesprovinz wird das Cenoman in den Sabiner Bergen [d 5] von Hornsteinkalken und in den Sibilliner Bergen [e 3, 4] und bei Ancona [f 2] von Hippuritenkalken vertreten. Im Südapennin entstehen in der Oberkreide Riffkalke, die eine reiche Fauna von Rudisten, Gastropoden und Korallen geliefert haben (PARONA 1897, SCHNARRENBERGER 1901).

Besonders groß werden im Senon die Faziesunterschiede.

In Toskana und Umbrien bilden sich ca. 150—200 m mächtige Globigerinen-reiche rote Mergelkalke und -schiefer. Dabei nimmt der Kalkgehalt von den Apuaner Alpen und dem nördlichen Hochapennin nach Umbrien zu. Diese Sedimente, die im Hangenden zuweilen grau sind, enthalten selten makroskopische Fossilien. In der sogenannten Scaglia rosata wurden nur an wenigen Stellen in Umbrien Inoceramen, Belemniten und Seeigel des Senon gefunden.

Der pelagische Faziesbereich erweitert sich im Senon. Während die nordöstliche Grenze im Alb ungefähr an der Adriaküste lag, ist sie im Senon weiter im Osten zu suchen, da bei Ancona [f 2] noch 50 m mächtige typische Scaglia-Mergel auftreten (BONARELLI 1894). Eine südöstliche Erweiterung des umbrische-pelagischen Faziesraumes ergibt sich aus den geringmächtigen Scaglia-Vorkommen am Ostrand des Gran Sasso [f 5] (Abb. 3). So wurden am Paß der Nationalstraße Teramo—Aquila wie auch am M. S. Franco, am M. Portella und an der Nordostecke des Campo Imperatore noch bis zu 60 m mächtige rote Mergelkalke des Senons beobachtet, die sich hier mit den Riffkalken der Abruzzen verzahnen. Auf der Westseite der Abruzzen reicht geringmächtige „Scaglia rosata“ nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. PRINCIPALI bis Castelmadama im oberen Aniene-Tal [d 6]. Die pelagische tosco-umbrische Faziesprovinz umklammert also im Senon von Norden her die Riffkalfazies der Abruzzen (Abb. 3).

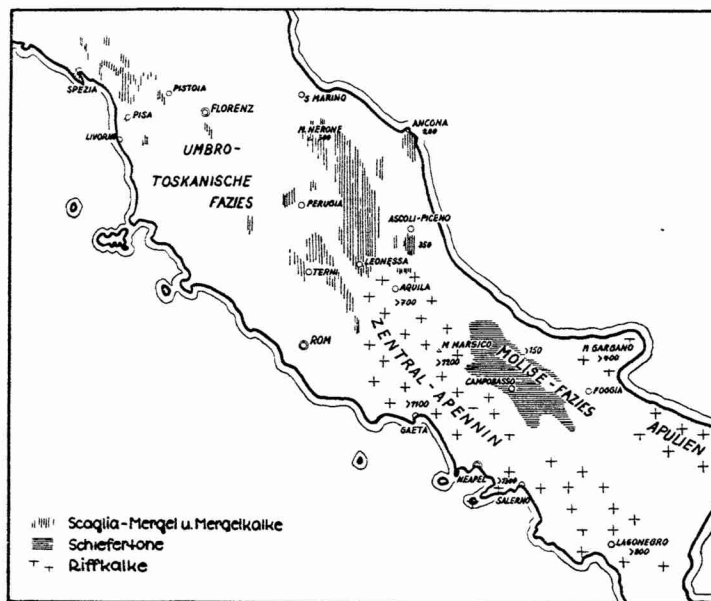


Abb. 3. Die Fazies der autochthonen Oberkreide (Senon) im Apennin.

Die Zahlen geben die Mächtigkeiten der gesamten Oberkreide in Metern an.

Im Molise ist die Oberkreide tonig entwickelt. Das plötzliche Auftreten von Tonen, die gelegentlich Kalklinsen mit Hippuriten des Senons einschließen (SACCO 1909), überrascht im Südapennin. Leider läßt sich über die Anlage des Molise-Beckens

nichts aussagen, da das Liegende der Oberkreide hier nirgends zu Tage tritt. Auch sind Übergänge dieser Fazies in die südapenninen oberkretazischen Riffkalke nicht beobachtet.

In den Abruzzen, im Südapennin und im Antiapennin (M. Gargano + Apulische Tafel) entstehen auch im Senon Riffkalke. Sie schließen eine reiche Fauna ein mit Hippuriten, Gastropoden und Orbitoiden (SACCO 1907, 1910; KLINGHARDT 1935).

Auch in der Kreide ändert sich mit der Fazies die Mächtigkeit der Sedimente. Nur 2—300 m mächtig ist die pelagische Oberkreide Tosko-Umbriens, während die Hippuritenkalke der Abruzzen und des Südapennins 800 m mächtig werden und bei Scanno [f 6] und auf der Salerner Halbinsel [g h 8] sogar eine Mächtigkeit von > 1200 m erreichen. — Zur Adria sinkt die Mächtigkeit der Riffkalke. Am M. Gargano werden die Riffkalke der Oberkreide nur 500 m mächtig. Man nähert sich hier einem Schelf, der schon in der Unterkreide durch seine relativ geringe Mächtigkeit angedeutet ist.

Ergebnis.

Im jüngeren Mesozoikum sind im Sedimentationsraum des Apennins zwei Faziesprovinzen zu unterscheiden: Die pelagische Faziesprovinz von Toskana und Umbrien und die neritische bzw. Riffkalk-Faziesprovinz der Abruzzen und des Südapennins. Die

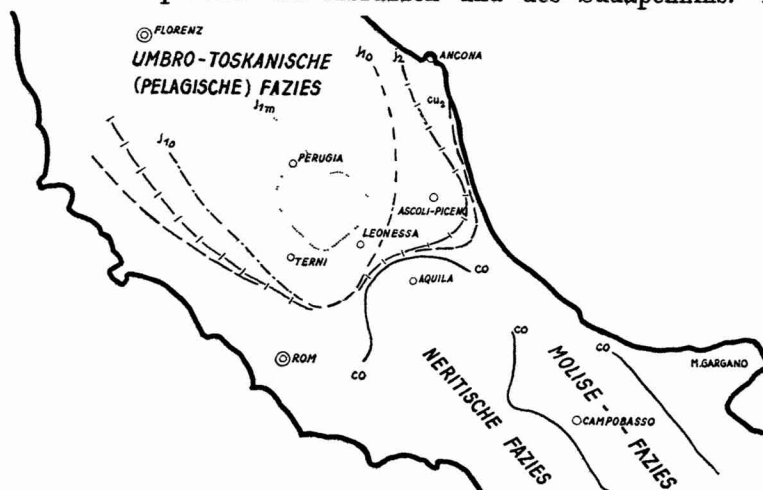


Abb. 4. Die Ausdehnung des pelagischen Faziesbereiches im Mesozoikum.

j 1 m Mittlerer Lias; j 1 o Oberer Lias; j 2 Dogger + unterer Malm;
cu 2 Alb; co Senon.

Faziesdifferenzierung beginnt im Mittleren Lias. Der Bereich der pelagischen Fazies erweitert sich stetig. Nur die Südost-Grenze bleibt in der Zone von Leonessa mehr oder weniger konstant. Die pelagische Fazies erreicht ihre größte Ausdehnung im Senon (s. Abb. 4).

Die pelagischen Sedimente sind weniger mächtig als die neritischen Sedimente, wie folgende Übersicht noch einmal zeigt:

	Tosko-Umbrien (pelagisch)	Abruzzen (neritisch)
Oberkreide	300 m	800—> 1200 m
Unterkreide	250	700
Dogger + Unterer Malm	200	600
Mittlerer und Oberer Lias	100	} 800—1500
Unterer Lias	350—650	
	1200—1500 m	2900—> 4000 m

Wahrscheinlich konnte in der pelagischen Faziesprovinz die Sedimentation nicht mit der Senkung Schritt halten. Nur in den Abruzzen und im Südapennin wurde die Senkung durch die Sedimentation ausgeglichen.

Die Linien gleicher Fazies und Mächtigkeit folgen im mesozoischen Sedimentationsraum nicht durchweg dem Streichen des Apennins. Immerhin sind die Mächtigkeitsdifferenzen in einem Querprofil erheblich (Abb. 5).

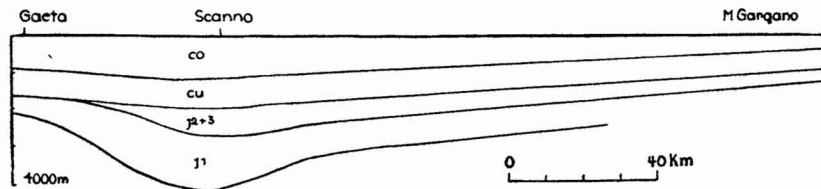


Abb. 5. Profil durch den mesozoischen Sedimentationstrog des Apennins zwischen Gaeta und dem M. Gargano.

B) Die Gliederung des liguriden Sedimentationsraumes.

Seit langem sind vielerorts im Nordapennin mesozoische Fossilien aus einer Gesteinsfolge bekannt geworden, die faziell von jener der tosco-umbrischen Provinz abweicht. Schon früh erkannte man auch, daß dieses fremdartige Mesozoikum weithin das Alttertiär überlagert. G. STEINMANN (1907) schloß daraus, daß die — der tosco-umbrischen Entwicklung fremden — Sedimente einer

großen Decke mesozoischer Gesteine angehören. Da sie besonders in Ligurien verbreitet ist, bezeichnete STEINMANN diese Gesteinsfolge als „Liguriden“. Die tiefere (überschobene) Serie des Eozäns und Mesozoikums in Toskana nannte er „Toskaniden“.

Die Liguriden und Toskaniden sind also zwei verschiedene tektonische Einheiten und entsprechen damit auch verschiedenen Sedimentationsräumen. Während die Faziesbereiche Umbriens und der Abruzzen sich mannigfach verzahnen, fehlen Übergänge zwischen der tosko-umbrischen und der liguriden Fazies. Darum erscheint eine besondere Beschreibung der liguriden Faziesentwicklung gerechtfertigt.

I. Die Gliederung des liguriden Sedimentationsraumes im Mesozoikum.

a) Die Ophiolith-Formation.

Über dem kristallinen Grundgebirge folgen auf grobe Transgressionskonglomerate graue Tonschiefer und Kalke. Zu diesen einförmigen Tonschiefern — „Argiloscisti“ — gesellen sich zahlreiche Grüne Gesteine sowie rote Radiolarite und dichte porzellanartige Kalke („Majolika“), die gelegentlich *Calpionella alpina* LORENZ und *Calpionella elliptica* CADISCH, also Leitfossilien des Tithons und Infravalendis, enthalten.

Die Ophiolith-Formation i. e. S. ist durch ihre Radiolarite und Grünen Gesteinen als typische Geosynkinalablagerung gekennzeichnet, wie schon G. STEINMANN (1913, 1925 u. 1927) betont hat. Die Schichtserie ist in großer Einförmigkeit (in ungefähr 300—500 m Mächtigkeit) in Ligurien, Toskana und der westlichen Emilia verbreitet. Sandige und konglomeratische Lagen weisen auf lokale Anfarbungen hin; sie dürften z. T. mit den Extrusionen in Zusammenhang stehen.

Zur Po-Ebene hin werden aus den Tonschiefern Schiefertone („Argille scagliose“). Besonders auffällig ist dieser Übergang im Sillaro-Tal zwischen Piancaldoli und Castel S. Pietro d'Emilia [a, b 1]. Aus den Ophiolith-reichen grauen Tonschiefern mit dichten Kalken, vereinzelt Sandsteinen und Radiolariten entstehen im Nordosten bunte plastische Tone, die arm an Kalken und Grünen Gesteinen, dafür reich an Hornsteinlinsen sind. Nach Nordwesten erstreckt sich die Zone der plastischen bunten „Argille scagliose“ längs der Po-Ebene bis über Voghera hinaus. Im Südosten erscheinen die Schiefertone noch einmal im Marecchia-Tal und am M. Fumaiolo, wo sie z. B. bei Secchiano [c 2] kleine Serpentinlinsen

einschließen. Weiterhin dürften dann die bunten Schiefertone noch einmal bei Civitavecchia im nördlichen Latium auftreten.

b) Die Mergelkalk-Fazies der Oberen Kreide.

Über den „Argillocisti“ und auch z. T. über der „Argille scagliose“ folgen konkordant 700—1000 m mächtige Mergelkalke und Kalksandsteine. Dieser Horizont gehört nach zahlreichen Fossilfunden der Oberkreide und besonders dem Emscher und Senon an (DESIO beschrieb viele Ammoniten aus den Oberkreide-Mergelkalcken und Kalksandsteinen von Florenz und Pontassieve [a, b 2]).

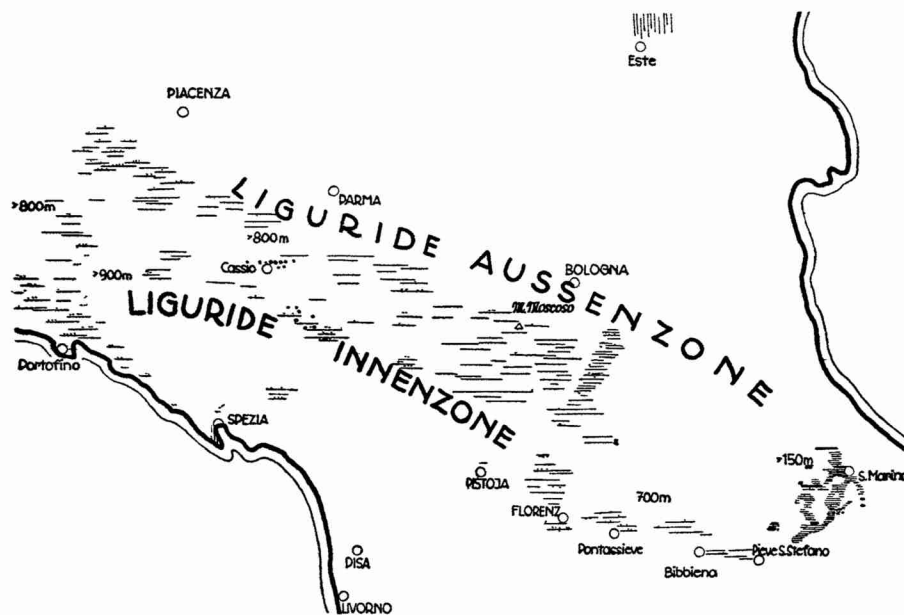
Bei Cassio südwestlich Parma transgrediert die Inoceramenführende Oberkreide mit einem bis zu 60 m mächtigen Basalkonglomerat, das Porphyr- und Granitgerölle neben kleinen Majolika- und Serpentin-Brocken enthält, auf Argillocisti. Zwischem dem Parma- und Secchia-Tal wird das Konglomerat geringmächtiger und geht in eine Arkose über. Hier stellen sich im Hangenden der Sandsteine und Konglomerate Tonschiefer ein. Im Südosten wechsellagern am M. Moscoso bei Bologna mehr als 150 m mächtige Schiefertone mit Glimmersandsteinen.

c) Die Schiefertone-Fazies der Oberkreide.

Ebenso wie im Jura nimmt auch in der Oberen Kreide der Tongehalt nach Osten zu, so daß die Oberkreide zwischen dem Sillaro- und Marecchia-Tal von Schiefertönen vertreten wird⁴⁾. Der Fazieswechsel erfolgt dabei recht schnell. Denn im oberen Tiber-Tal bilden bei Pieve S. Stefano [c 2] noch 500 m mächtige Mergelkalke die Oberkreide, während diese 15 km weiter östlich schon bedeutend geringmächtiger und als Argille scagliose entwickelt ist. Ebenso rasch vollzieht sich der Übergang auch vom Sillaro-Tal nach Westen (Abb. 6). Eine Verzahnung der Mergelkalke mit Tonschiefern deutet sich südwestlich Parma an (s. oben). Auch im Querprofil Genua—Piacenza wird die Oberkreide nach Osten immer reicher an Toneinschlüssen. Toneisensteingeoden und

4) In den Argille scagliose des unteren Sillaro-Tals [a b 1] sind *Inoceramus cripsi* MANT. und Cycadoiden des Senon gefunden worden (PRINCIPI 1928 b, 1929 b). Auch in den bunten fetten Tonen des Marecchia-Tales bei S. Marino [c 2] (s. Abb. 6) sind seit langem Oberkreidefossilien bekannt. SCARABELLI (1880) fand 2,5 km südlich Mercatino Marecchia [c 2] einige Ammoniten und Inoceramen. SACCO beschreibt ebenfalls von hier (1893) *Acanthoceras mantelli* SOW. und *Acanthoceras naviculare* MANT. PRINCIPI (1925 a) sammelte in den Aufschlüssen zwischen Caturchio und Capuccini nordöstlich Carpegna [c 2] einige Reste von *Schloenbachia* sp.

fingerdicke Sandsteinbänke sind den roten Tonen eingelagert. Solche klastischen Einschaltungen finden sich besonders im oberen Conca-Tal bei der Wassermühle am P. 514 südöstlich des M. Copiolo [c 2] und der Häuser von Monterotto. Diese liegenden Sandsteine sind auch östlich S. Donato im Senatello unterhalb des M. Fumaiolo [c 2] aufgeschlossen. Vielleicht sind die Sandsteine Äquivalente der Konglomerate von Cassio.



Die Abb. 6. Die Fazies der liguriden Oberkreide.

Lange waagerechte Striche Mergelkalke; kurze waagerechte Striche Tonschiefer; dicke Punkte Konglomerate; feine Punkte Sandsteine. Die Zahlen geben die Mächtigkeit der liguriden Oberkreide an.

Der Detritus dürfte von Nordosten gekommen sein — von der Ostligurischen Schwelle (TEICHMÜLLER & QUITZOW, S. 32). Andererseits weist die Zunahme des Sandgehaltes in den Sedimenten der liguriden Innenzone nach Südwesten auf eine Schüttung von Südwesten hin.

II. Der liguride Sedimentationsraum im Eozän (s. Tafel 3).

Untereozän—Mittellutet.

In Schiefertönen, die denen der Oberkreide sehr ähnlich sind, fanden sich am M. Carpegna bei Capuccini [c 2] in einer Brekzienkalk-Linse *Nummulites guettardi* D'ARCH., *N. subexilis* DOUV., *N. lucasanus*

DEFR. und *N. subatacicus* DOUV. Diese Arten weisen auf Unter-eozän und unteres Mitteleozän hin. Ebenso fand ich nahe dem Passo di Raticosa nördlich Firenzuola [a 1] 8 m unter den Mergelkalken des M. Canda Nummuliten-führende konglomeratische Kalkbänke in den Argille scagliose. Desgleichen beobachtet man auch am M. Moscoso südwestlich Bologna bis zu 20 m unter der Basis der Mergelkalke in bunten Tonschiefern Nummulitenkalke von 0,3—0,5 m Mächtigkeit. Aus solchen Kalklinsen stammen auch wohl die Nummuliten, die LIPPARINI (1930) aus den Argille scagliose des Rio Ronco, einem Nebenfluß des Sillaro [a, b 1], aufführt.

Im Hangenden gehen die Argille scagliose am M. Carpegna durch Wechsellagerung in mehr als 700 m mächtige Mergelkalke über. Weitere Vorkommen dieser Mergelkalke finden sich im Marecchia-Tal und im oberen Conca- und Uso-Tal [c 2]. Wahrscheinlich gehören auch die mit den Argille scagliose verschuppten — mehr als 300 m mächtigen — Mergelkalke des M. Canda und die Mergelkalke des M. Moscoso südwestlich Bologna dieser Serie an. Außer Fucoiden sind in diesen Mergelkalken noch keine Fossilien gefunden worden. Da sie aber die Schiefertone des Unterlutets überlagern und fossilführendes Oberlutet unterlagern, sind sie wohl ins Mittellutet zu stellen.

Oberlutet—Barton.

Das Hangende der Mergelkalke des M. Carpegna ist bei Badia Tedalda an der oberen Marecchia [c 2] aufgeschlossen (s. Abb. 7). Es sind bunte Tone.

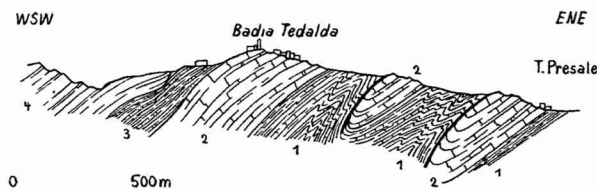


Abb. 7. Das liguride Eozänprofil von Badia Tedalda.

4. Burdigal
3. bunte Tone mit Brekzienkalken und Nummuliten des Oberlutets und Bartons
2. Mergelkalke und Kalke
1. bunte Tone mit Nummuliten des unteren Lutets.

Häufig treten auch im Oberlutet und Barton neben graugrünen bis weinroten Schiefertönen dichte Kalke und geringmächtige Sandsteinbänke sowie Lagen aus aufgearbeiteten Hornsteinen und

Serpentinsplittern auf. Man beobachtet sie besonders bei Badia Tedalda [c 2], bei Pieve S. Stefano und Umbertide am oberen Tiber [c 3] und zwischen Perugia und Orvieto [c 4]. Diese konglomeratischen Sandsteinbänke sind reich an Nummuliten. Es fanden sich:

	Badia Tedalda [c 2]	M. Vergnano (zw. Perugia u. Orvieto [c 4] n. GENTILE (1901))	b. Montgabbione [c 4] (n. PRINCIPI 1932 c)	am M. Giove [c 4] (n. PRINCIP 1932 c)	b. Piemontino (zw. Umbertide u. Gubbio [c 3])
<i>Num. guettardi</i> D'ARCH.	+	+	+		+
„ <i>incrassatus</i> HARPE	+				+
„ <i>boucheri</i> HARPE	+				+
„ „ var. <i>incrassata</i> HARPE	+				
„ „ „ <i>striatoides</i> HEIM	+				
„ „ „ <i>crassiradiata</i> HARPE					+
„ <i>chavannesi</i> HARPE	+		+	+	+
„ <i>striatus</i> BRUG.	+			+	
„ <i>variolarius</i> LAM.	+				
„ <i>garnieri</i> HARPE	+				+
„ <i>discorbimus</i> HARPE	+		+		+
„ <i>latispira</i> MGH.	+				
„ <i>densispira</i> TELL.	+				
„ <i>subgarganica</i> TELL.	+				
„ cf. <i>benoisti</i> PREV.	+				
„ <i>anomala</i> HARPE	+				
„ cf. <i>beaumonti</i> D'ARCH.	+				+
„ <i>partschi</i> HARPE	+				
„ <i>rouaulti</i> D'ARCH. et HAIME	+				
„ <i>melii</i> HARPE		+		+	
„ <i>atacicus</i> LEYM.			+	+	
„ <i>laevigatus</i> BRUG.			+	+	
„ <i>biarritzensis</i> D'ARCH. et HAIME			+		
„ <i>lamarki</i> D'ARCH. et HAIME			+		
„ <i>rütimeyeri</i> HARPE			+		
„ <i>bouillei</i> HARPE					+
„ <i>turnoueri</i> HARPE					+
„ „ var. <i>latispira</i> HARPE					+
„ <i>carapezzai</i> CH.-RISP.					+
„ <i>subdovillei</i> PREV.					+
„ <i>fiesolani</i> TRAB.					+
„ <i>orbigny</i> HARPE					+

Nach dieser Formengemeinschaft gehört der Tonfysch dem Oberlutet und Barton an. Die Hornstein- und Serpentinbrekzien im Tonfysch zeigen, daß damals ältere Formationen denudiert wurden. In der Tat transgrediert das liguride höhere Eozän unter

Ausfall des tieferen Eozäns weithin auf Mesozoikum. So ruht z. B. der „Tonfysch“ mit *Nummulites striatus* BRUG. bei Pontassieve, im Casentino bis etwa Pieve S. Stefano [b, c 2] (am Po. Cavello—Tramoggiano, bei La Verna) und im südlichen Casentino (bei Larniano—S. Martino di Tremotelo [b 2] (PRINCIPI 1925 d)) auf Inoceramen-führenden Mergelkalken der Oberkreide. Ebenso dürfte das höhere Eozän an der Cima Acquirico zwischen dem M. Senario und Florenz [a, b 2] die Liguride Oberkreide überlagern (der „Tonfysch“ ist hier graubraun und reich an Nummulitenbrekzien). Am M. Fumaiolo [c 2] und am Senatello greift der obereozäne Tonfysch auf die Ophiolith-Formation über. Ebenso fand im Sievetal PRINCIPI (1927 a) bei San Martino di Scopeto, bei Dicomano [a, b 2] *Nummulites guettardi* D'ARCH. und *N. laevigatus* BRUG. in Tonen, die die Ophiolith-Formation überlagern. Auch im oberen Tiber-Tal (bei Pieve S. Stefano) und bei Piemontino östlich Umbertide [c 3] unterlagert die Ophiolith-Formation die Tone des höheren Eozäns⁵⁾.

Nach der Fazies und Mächtigkeit der Schichten lassen sich im Ligurikum eine Innenzone im Westen und eine Außenzone im Osten unterscheiden. Einem schiefrig-mergelig-kalkigen Jungmesozoikum (mit zahlreichen Ophiolithen) in der Innenzone stehen bunte Tone des Jungmesozoikums (mit wenigen Ophiolithen) in der Außenzone gegenüber. Ferner ist in der Außenzone die Schichtfolge bis zum höheren Eozän relativ vollständig. In der Innenzone greift dagegen das höhere Eozän bis auf die Ophiolith-Formation über. Schließlich sind schwache Bewegungen in der Oberkreide der Innenzone durch die klastischen Einschaltungen an der Basis der Oberkreide angedeutet. Auch die postmittellutetisch-präoberlutetischen Bewegungen sind auf die Innenzone des Liguridentrogos beschränkt; denn in der Außenzone blieb noch mächtiges Mittellutet erhalten. Die postmittellutetischen Bewegungen können hier nur schwach und weitwellig gewesen sein, gibt es doch nirgends eine deutliche Winkeldiskordanz unter dem höheren Eozän. Denn wenn die Abnahme der Mächtigkeit der mittellutetischen Mergelkalke vom M. Carpegna (700 m) nach Badia Tedalda

5) Unterhalb Scarpaccia (im oberen Casentino [b 2]) findet man an der Straße nach La Consuma in bunten Tonschiefern einige Brekzienkalke, die neben bunten Hornsteinen und Radiolariten, Quarzkieseln und Majolika-Kalken, massenhaft vergrüsten Serpentin und faustgroße Granitgerölle einschließen. Obwohl bislang in diesen Schichten keine Nummuliten gefunden sind, möchte ich sie nach ihrem petrographischen Habitus eher in den eozänen Tonfysch als in die Ophiolith-Formation stellen.

(300 m) mit einer Denudation vor der Ablagerung des Oberlutets in Zusammenhang stände, so beliefe sich die Winkeldiskordanz zwischen Mittel- und Oberlutet auch hier nur auf etwa 3°.

In folgender Tabelle möge noch einmal die Entwicklung der liguriden Innenzone der der Außenzone gegenübergestellt werden:

	Innenzone			Außenzone
	Cassio	Ob. Tibertal	Florenz Pontassieve Casentino	Sillaro-Tal Marecchia-Tal
Barton — Ob. Lutet	—	200 m Tonflysch 150 m		150 m Tonflysch ? ~~~~~ ?
Mittellutet	—	—	—	300—700 m Mergelkalke
Unt. Eozän bis Unt. Lutet	—	—	—	} > 250 m bunte Tone
Oberkreide	800 m 0—500 m Mergelkalke 700 m			
? Unterkreide bis Tithon	300 m Ophiolith-Formation			

C. Die Entstehung der alttertiären Tröge und Schwellen im apenninen Sedimentationsraum.

Wie R. TEICHMÜLLER 1932 zeigte, entstanden im Alttertiär im nordapenninen und südapenninen Flyschtrog mächtige, vorwiegend klastische Sedimente, während zwischen beiden Trögen, d. h. auf der zentralapenninen Schwelle, nur geringmächtige Kalke und Mergel abgelagert wurden. Im einzelnen blieb aber hinsichtlich der Anlage und Entwicklung der Flyschtröge noch manches zu klären. Hier konnten nur stratigraphische Spezialuntersuchungen zum Ziel führen.

I. Der nordapennine Flyschtrog.

Aus dem mesozoischen pelagischen Faziesbereich Tosko-Umbriens entwickelt sich im Eozän ein Trog. Sein Werdegang und seine tektonische Gliederung ergeben sich aus den Mächtigkeitschwankungen und Faziesunterschieden der Sedimente.

a) Der Flysch der Apuaner Alpen.

Um das Gewölbe der Apuaner Alpen legt sich ein mächtiger eozäner Flyschmantel. An der Basis des Alttertiärs treten Mergel und Kalke zutage. Aus diesen Gesteinen beschrieb ZACCAGNA (1932

S. 281) eine Nummulitenfauna des Ypern und Unterlutets. Die Kalke werden nach ZACCAGNA am M. Palodina bei Gallicano am Nordfuß der Apuaner Alpen 700—800 m mächtig. Im Mittel-lutet setzt plötzlich eine Sandschüttung ein. Graue, grobkörnige Sandsteine mit wenigen Schiefermitteln werden abgelagert. Es ist der sogenannte Macigno. Er erreicht hier eine Mächtigkeit von ca. 1000 m. Er wird bei Sarzana von Kalken mit Nummuliten des Oberlutets und Auvers überlagert. Sie werden bis zu 400 m mächtig.

b) Der Flysch der Emilia.

Der Macigno-Sandstein des Mittellutets.

Das Eozänprofil des Aveto und der Trebbia beginnt mit ca. 900 m mächtigen Macigno-Sandsteinen (das Liegende ist nicht erschlossen). In den unteren 300 m sind die Sandsteine reich an groben konglomeratischen Lagen. Die Gerölle erreichen über Kubikmetergröße. Sie setzen sich aus Grünen Gesteinen, Graniten, Porphyren, Glimmerschiefern, Kalken und Quarziten zusammen. In nächster Nachbarschaft des Aveto lag also ein Denudationsgebiet. Es ist im Westen zu suchen, wie TEICHMÜLLER & SCHNEIDER darlegten. Damit stimmt überein, daß nach Osten die Konglomerate des Aveto-Tales auskeilen. Denn die mächtigen Macigno-Sandsteine des Malpasso sind arm an Geröllen.

Die Tonschiefer und Mergelkalke des Oberlutets und Barton.

Im Oberlutet läßt die Detritusschüttung im nordwestlichen Teil des nordapenninen Flyschtroges nach. Der Macigno geht bei Bobbio durch Zunahme des Tongehaltes in 800 m schwarze „Tongesteine“ und schließlich in dunkle Schiefertone mit Kalk- und Quarzitbänken über. Darüber folgen 400 m mächtige Mergelkalke mit einer Fauna des oberen Lutet bzw. tiefsten Barton.

Das Eozän des Parma-Tales zwischen Corniglio und dem M. Polo ist ähnlich entwickelt (s. Abb. 8).

Die Tonschiefer im Hangenden des Macigno sind gelegentlich bunt. An der Grenze Tonschiefer/Mergelkalk sammelte ANELLI (1908 S. 131) eine Fauna des Oberlutet-Auvers mit

- Nummulites guettardi* D'ARCH.
- „ *tschihatcheffi* D'ARCH.
- „ *latispira* MGH.
- „ *venosa* FICHT. ET MOLL.
- „ *variolarius* LAM.
- „ *heberti* D'ARCH.
- „ *crispa* FICHT. ET MOLL.

Nummulites mammilla FICHT. ET MOLL.
 „ *orbigny* GAL.
 „ *wemmelensis* HARPE ET BROECK.
Orthophragmina sp.

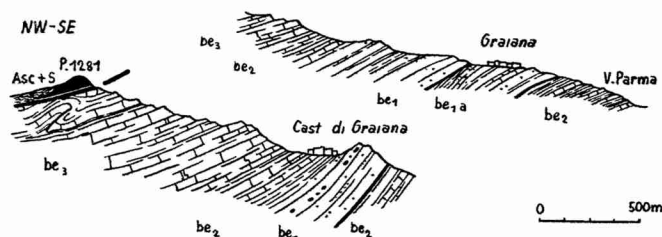


Abb. 8. Das Eozänprofil von Corniglio—Graiana.

Asc + S Argilloscisti mit Serpentin
 be 3 600 m helle Mergelkalke
 be 2 200 m schwarze Schiefertone mit Kalkbänken
 be 1 > 300 m konglomeratische Sandsteine, unten bankig, oben plattig.

Östlich der Parma werden die Foraminiferen-Mergelkalke am M. Caio 1500 m mächtig. Sie enthalten an der Parma und der Baganza häufig Orbitoiden- und Nummulitenbrekzien mit einer Fauna des Oberlutets-Barton (ANELLI 1908, S. 146).

In die Mergelkalke schalten sich manchmal, so besonders an der Baganza, einzelne bis zu 50 cm mächtige Glimmersandsteinbänke und dünne Konglomeratlagen ein. So fand sich zwischen Calestano und Ravarano eine wenige Zentimeter mächtige Konglomeratlinse mit kantengerundeten nußgroßen Geröllen von dunklen Hornsteinen, grünlichen und weißen Kalken, Glimmerschiefer, Quarz, Serpentin und Feldspat. Bei Corniglio sind ähnliche Konglomerate besonders am M. Cervellino (Taf. 2) im höheren Eozän häufig. Auch LUDWIG (1929) beobachtete bei Bobbio kleine Geröllagen mit aufgearbeiteten Radiolariten und Serpentin.

In den obersten Schichten der Mergelkalke stellen sich bei Tizzano an der Parma rötliche Mergelkalke ein. Die Mergelkalke gehen bisweilen in dunkle Tonschiefer über, so z. B. im Cedra-Tal zwischen Lugolo und Lugnano:

Hangendes

- > 80 m dunkle Tonschiefer mit Sandsteinen, Kalkbänkchen und nummulitenführenden Hornsteinbrekzien
- 200 m helle Mergel und Kalke
- > 30 m dunkle Tonschiefer, Mergelkalke und Mergel.

Da die Mergelkalke am M. Caio sehr mächtig (1500 m) sind, die Kalk-Ton-Gruppe aber nur eine Mächtigkeit von noch nicht

200 m erreicht, dürfte die Kalk-Ton-Gruppe hier von den Kalken z. T. faziell vertreten werden. Ist das richtig, so würde der Kalkgehalt im nordapenninen Flyschtrog nach Osten stark zunehmen, wie folgende Gegenüberstellung veranschaulicht:

Bobbio		Corniglio
Mergelkalke	400 m	1500 m
Kalk-Ton-Gruppe	800 m	200 m
+ Tongestein		

c) Der Flysch des Hochapennins.

Die mächtigen Mergelkalke der Parma fehlen im Hochapennin. Dafür erreichen die Macigno-Sandsteine hier eine Mächtigkeit von ca. 2000 m. Sie vertreten hier auch das Obereozän, wie die *Nummuliten* einwandfrei zeigen⁶⁾. — Die Mergelkalke der Emilia werden zum Hochapennin hin allmählich geringmächtiger. So sind bei Barigazzo die Foraminiferen-Mergelkalke nur noch 100 m mächtig, während das übrige Eozän von sandig-tonigen Gesteinen und vom festen Macigno aufgebaut wird. Am M. Cimone selbst ist das gesamte Eozän als reiner Sandstein entwickelt.

Weiter im Südosten schalten sich wieder Mergellagen in den Sandsteinen ein, wie folgendes Profil, das zwischen dem Sieve-Tal und dem M. Falterona [b 2] aufgenommen ist, zeigt:

Hangendes:

höheres Barton	> 200 m	Buntschiefer mit <i>Lepidocyclinen</i> -Mergeln und -Kalkbänken („ <i>Scisti variegati</i> “)
tiefere Barton	1100 m	grobkörnige Sandsteine, im oberen Teil oft konglomeratig, mit geringen Mergel- und Tonschieferzwischenlagen und Kalkeinschaltungen mit <i>Nummulites boucheri</i> HARPE und <i>Lepidocyclina</i>
? Ob. Lutet	300 m	Mergel und Mergelkalke mit <i>Orthophragmina papyracea</i> und <i>Orthophragmina sella</i>
Mittel-Lutet	450 m	Fucoiden-Sandsteine, sandige Mergel und Mergelkalke mit <i>Nummulites distans</i> DESH. und <i>Nummulites lenticularis</i> MONTF.

Dieselbe Eozänfolge trifft man auch zwischen Pontassieve und dem Casentino, sowie zwischen Arezzo und dem oberen Tiber [b 2] wieder. Auch hier wird das Obereozän größtenteils von mächtigen Sandsteinen aufgebaut.

6) PRINCIPI (1932 b) stellte die Sandsteine wegen der *Lepidocyclinen* ins Oligozän (s. S. 24).

Ebenso erwähnt LOTTI (1926, S. 105) vom M. Murlo südwestlich Umbertide [c 3] aus dem Macigno-Sandstein ⁷⁾ sowohl Foraminiferen des Mitteleozäns wie auch des Obereozäns, nämlich

Nummulites distans DESH.
Nummulites latispira SAVI & MGH.
Nummulites beaumonti D'ARCH.
Nummulites cf. *gassinensis* PREV.
Nummulites fabiani PREV.
Orthophragmina scalaris SCHLUMB.
Orthophragmina aspera GÜMB.
Lepidocyclina morgani LEM. & DOUV.
Lepidocyclina joffrei LEM. & DOUV.

Daraus ergibt sich, daß sich an der Wende vom Mittel- zum Obereozän die Sandschüttung nach Südosten verlagerte. Die ostligurische Schwelle schüttete ihren Detritus von Südwesten her in den nordapenninen Flyschtrog hinein. Der Außenrand dieses großen Deltafächers lag im Norden zwischen dem M. Cimone und Barigazzo, im Süden in Toskana und Nordumbrien.

Das Alter der Lepidocyclinen-Sandsteine.

Wegen der Vergesellschaftung von *Nummulites boucheri* HARPE und Orthophragminen mit Lepidocyclinen stellt PRINCIPI die Sandsteine, die hier als Obereozän gedeutet sind, ins Oligozän.

Es ist aber m. E. nicht ausgeschlossen, daß die Lepidocyclinen schon vor dem Oligozän beginnen. Beschreibt doch A. SENN (1935) aus Marokko Lepidocyclinen, die zusammen mit Discocyclinen und Nummuliten des Oberlutets auftreten. Ebenso erwähnt CHECCHIA-RISPOLI (1906, 1916, 1925) aus dem Südapennin und von Sizilien eine Vergesellschaftung von eozänen Nummuliten mit Lepidocyclinen. Auch TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935 S. 100) fanden in der südlichen Basilicata Lepidocyclinen zusammen mit Nummuliten des höheren Eozäns. Ich selbst beobachtete im Oberlutet des Südapennins (nördlich Castelnuovo di Conca bei Caposele) ebenfalls zahlreiche Exemplare von *Lepidocyclina dilatata* MICHX. Die Vergesellschaftung von Orthophragminen und Lepidocyclinen deutet auf Eozän, gelten doch die Orthophragminen als Formen, die auf das Eozän beschränkt sind.

Auch die Lagerung der Lepidocyclinen-Sandsteine spricht für Obereozän. Denn sie sind überall in den Deckenbau mit einbezogen, während sicheres Oligozän

7) Gelegentlich erscheinen in den obereozänen Sandsteinen konglomeratische Lagen, die besonders im Hangenden häufig werden. So wird der obereozäne Macigno bei Montegabbione zwischen Perugia und Orvieto [c 4] von einem Konglomerat überlagert, das bunte Hornsteine, Quarze, Feldspäte, dunkle Kalke und Granit aufgearbeitet enthält. Auch bei Florenz wird der Macigno durch ein 1 m mächtiges Konglomerat mit bis zu faustgroßen Geröllen abgeschlossen. Hier enthält das Konglomerat neben Quarzkieseln und Feldspäten Gerölle von dunklen und dichten Kalken, die man in einem kleinen Steinbruch im Fosso Gamberaia beobachten kann. Auch an anderen Stellen treten vielfach konglomeratische Lagen innerhalb der Sandsteine auf.

mit *Nummulites fichteli* und *N. intermedius* in Ligurien und der Emilia auf den fertigen Deckenbau übergreift (s. S. 45). Dieses sichere Oligozän transgrediert weithin mit einem Konglomerat an der Basis, während die Lepidocyclinen-Sandsteine ohne jede Diskordanz und ohne jedes Transgressionskonglomerat auf dem mitteleozänen Macigno liegen. Auch der petrographische Habitus des Mitteleozäns und der Lepidocyclinen-Sandsteine ist so ähnlich, daß eine Trennung oft nicht möglich ist, wie PRINCIPI (1927 S. 242) betont.

Darum dürften die Lepidocyclinen-führenden Sandsteine m. E. ins Obereozän zu stellen sein.

Die Buntschiefer.

Über dem Macigno liegen östlich des Arno und der Valdichiana [a 2—b 3] und nördlich bis Castiglione dei Pepoli rote bis graubraune Tonschiefer, Sandsteine und Lepidocyclinenkalke. Diese „scisti variegati“ werden 150—200 m mächtig.

An einigen Stellen läßt sich der allmähliche Übergang vom Macigno in die Buntschiefer verfolgen. So gehen oberhalb Rassina im unteren Casentino [b 2] die Sandsteine des Macigno durch Wechselagerung in die Buntschiefer über. Ähnliches zeigen auch die Aufschlüsse östlich La Consuma [b 2]. Am Po. Alberone, bei Lierna oberhalb Bibbiena im Casentino [b 2] und bei Badia a Prataglia im Apennin der Romagna enthalten die Buntschiefer *Nummulites striatus* BRUG. (PRINCIPI 1925 c).

In dem Tonschieferhorizont sind bisweilen Hornsteinkalke eingelagert, so bei Piegaro, Città della Pieve und Montegabbione [c 3, 4]. SILVESTRI beschrieb 1929 aus glaukonitischen Kalken bei Vasciano südlich Todi [c 4] eine Foraminiferenfauna.

Nach Nordwesten keilen die Kalkbänke der Buntschiefer aus (westlich Città di Castello [c 3] sind noch geringmächtige z. T. glaukonitische Lepidocyclinenkalke vorhanden). Gleichzeitig werden die Buntschiefer toniger, so daß sie mit dem liguriden Tonflysch verwechselt werden können.

Westlich des Arno sind im Chianti keine Buntschiefer bekannt. Wahrscheinlich werden sie hier, wie es im Hochapennin der Fall ist, von dem Macigno-Sandstein vertreten. Demnach ist am Ende des Eozäns der Bereich der Sandschüttung wieder kleiner geworden und auf den Hochapennin beschränkt.

Ergebnis.

Die pelagische tosco-umbrische Faziesprovinz des Mesozoikums behält im Eozän ihre Senkungstendenz bei. Ein Trog entsteht, in dem vorwiegend klastische Sedimente von großer Mächtigkeit abgelagert werden. Die groben Konglomerate an der Basis des Macigno

am Aveto weisen auf die Nachbarschaft eines sedimentliefernden Hochgebietes im Westen hin. Am Außenrand dieser Hebungzone (= Ostligurische Schwelle) waren im Eozän noch Reste des mesozoischen Deckgebirges vorhanden, wie die Kalk- und Hornsteingerölle im Eozän zeigen. Doch wurde auch schon das kristalline Grundgebirge der Schwelle denudiert. Dieses wurde der wichtigste Sedimentlieferant des nordapenninen Flyschtroges.

Im Mitteleozän erfolgte die Hauptschüttung nach Ligurien. Im Obereozän verlagerte sich die Sandschüttung nach Toskana und Umbrien. So wurden zwischen Florenz und dem M. Falterona und zwischen dem oberen Tiber und dem Arno mehr als 1300 m mächtige Sandsteine abgelagert, während im Obereozän Liguriens und der Emilia klastische Gesteine fast fehlen. Stattdessen entstanden hier bis 1500 m mächtige Mergelkalke.

Die Ausdehnung des Flyschtroges nach Osten ist unbekannt, da in der Emilia und östlich des Tibers das Eozän von jüngeren Sedimenten verdeckt ist.

Das Trogzentrum wanderte nach Osten. Denn in den Apuaner Alpen vertreten 700–800 m mächtige Nummulitenkalke das tiefere Eozän, während die entsprechenden Schichten im Hochapennin nur geringmächtig sind (Abb. 9). Dagegen erfolgte hier die Hauptsenkung im Mitteleozän, wie die größere Mächtigkeit der Macigno-Sandsteine

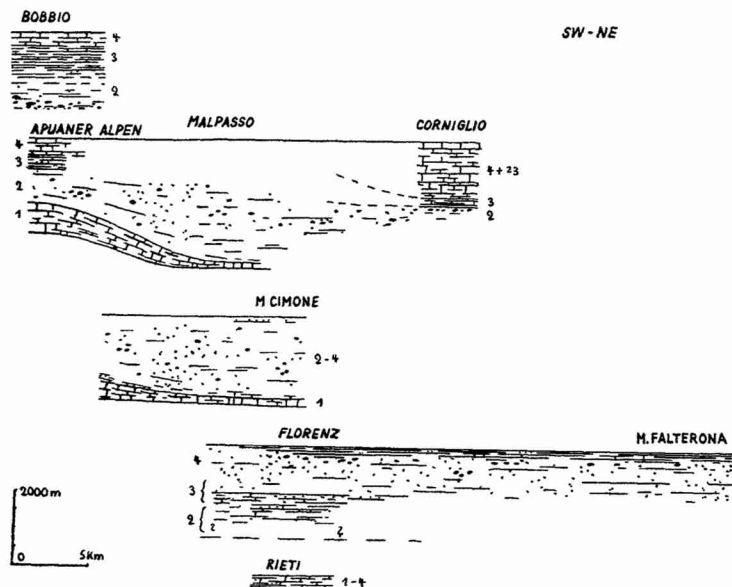


Abb. 9. Faziesprofile durch den nordapenninen Flyschtrog.
1. Ypern + Unterlutet; 2. Mittellutet; 3. Oberlutet + Auvers; 4. Barton.

zeigt. Im Obereozän wurden die größten Sedimentmächtigkeiten erst noch weiter östlich erreicht. So werden die Foraminiferen-Mergelkalke in den Apuaner Alpen, d. h. im Westen, nur 400 m mächtig, während sie an der Parma, d. h. im Osten eine Mächtigkeit von mehr als 1500 m erreichen (s. Abb. 9).

II. Die zentralapennine Schwelle.

Im Schwellengebiet des Zentralapennins sind drei Zonen im Alttertiär zu unterscheiden, wie SACCO (1907—1909) und LOTTI (1926) gezeigt haben: das Paläogen besteht in Umbrien und in den Marken aus grauen und bunten („Scaglia“-) Mergeln und Mergelschiefern, in den Abruzzen und Teilen des Südapennins aus Flachwasserkalken, und im Molise aus Tonschiefern, Kalken und sandigen Mergeln.

a) Die grauen Mergel („Scaglia cinerea“) Umbriens und der Marken.

Die Scaglia wird meist in die liegende rote Scaglia (*Scaglia rosata*) und die hangende aschgraue (*Scaglia cinerea*) eingeteilt. Dabei hat die Farbe der Scagliamergel aber keinen stratigraphischen Wert, wie schon SCARSELLA (1931) betont hat. So fanden SCARSELLA (1931) und LOTTI (1926) längs der Ussitā und im Nera-Tal [d, e 4] Nummuliten in der *Scaglia rosata*, die sonst zur Oberkreide gestellt wird⁵⁾. Ebenso sammelte ich am Paß des M. Macchialunga zwischen Visso und Norcia [d, e 4] zahlreiche Nummuliten. Gleiche Sedimentationsbedingungen müssen also sowohl in der Oberkreide wie auch im Eozän Umbriens und der Marken bestanden haben. Wahrscheinlich ist in diesem Schichtenkomplex auch das Paleozän vertreten.

Die nummulitenführenden Schichten des Eozäns bestehen im allgemeinen aus gelegentlich hornsteinführenden Mergelkalken und Mergelschiefern mit eingelagerten gelben Kalkbänken. Die Mächtigkeit beträgt ca. 300 m. Im höheren Teil stellen sich bei Rieti und im Nera-Tal [d 4, 5] örtlich sandige Schiefer und sandige Mergelagen neben Kalksandsteinlinsen ein. Die Mergel sind häufig reich an Nummuliten. So fand PRINCIPI (1933) bei Antrodoco [d 5] mittel- und obereozäne Nummulitenfaunen. Auch bei Visso, Norcia und im Becken von Rieti [d, e 4—5] sind neuerdings alle Eozänstufen in der Scaglia nachgewiesen worden (RENZ 1932; PRINCIPI 1933 b).

Im südlichen Umbrien und im südlichen Teil der Marken stellen sich allmählich feste Nummulitenkalke ein. Bei Antrodoco beginnt das Eozän mit massigen weißen und grauen brekziösen Kalken

⁵⁾ Nach freundlicher Mitteilung von O. RENZ-Basel reicht die *Scaglia rosata* (nach seinen Untersuchungen) von der Oberkreide bis weit in das Mitteleozän hinein.

(RENZ 1932). Auch am M. dei Fiori [f 4] sind in der grauen Scaglia 50 m mächtige Nummulitenkalke eingelagert. Die Nummuliten stellen das untereozäne Alter dieser Kalkbänke sicher (BALDACCIO & CANAVARI 1884 S. 333; VIOLA 1893 S. 221 f.). Auch bei Ascoli Piceno fand BONARELLI (1899) in festen grauen Mergelkalken untereozäne Nummuliten. Diese festen Kalk-Einschaltungen sind die Ausläufer der Abruzzenzonationsfazies.

b) Die Kalke der Abruzzenzonationszone.

In den nördlichen Abruzzenzonationszonen keilen die Mergelschiefer aus. Die festen Kalke schließen sich zusammen. Dieser Übergang zwischen dem Faziesbereich Umbriens und dem der Abruzzenzonationszone ist bei Leonessa—Antrodoco [d 4, 5] und dem Gran Sasso [f 5] sowie im oberen Aniene-Tal [d, e 5—6] klar erschlossen. Auch am Grat des M. Corno in der Gran Sasso-Gruppe und beim Vado di Corno am Campo Imperatore sind ebenfalls im Eozän noch geringmächtige gelbe sandige Mergel vorhanden, während am M. Intermesole, am M. Corno und M. Prena das Eozän vollständig kalkig ist. Hier finden sich in den feinkristallinen, z. T. brekziösen und oolithischen Kalken Nummuliten von der Grenze Unter-/Mittlereozän. Bei Roccamorice im Pescara-Tal [f, g 5] fand SACCO (1907, S. 399) in den Kalken untereozäne Nummuliten⁹⁾.

Andernorts transgrediert Mittlereozän unmittelbar auf Hippuritenkalken der Oberen Kreide. So greift z. B. das Mittelutet am Ostrand der Majella südwestlich Guardiagrele (ungefähr 1 km WSW der Bocca di Valle) mit einem groben Basalkonglomerat auf Oberkreidekalke über. Ebenso sind nördlich Cassino die Nummulitenkalke des Mittleren Eozäns am M.S. Maria bei Belmonte Castello reich an Rudistentrümmern. Auch bei Atena [k 9] enthalten die 400 m mächtigen mittellutetischen brekziösen Riffkalke neben großen Nummuliten und Austern umgelagerte Rudistenreste. Die Rudistentrümmern, die sich in allen Schichten des Mittelutets finden, zeigen, daß während der Ablagerung der Nummulitenkalke noch Mesozoikum frei gelegen haben muß. Erst das Oberlutet greift über die alte Schwellenregion über, wie z. B. im oberen Sele- [i 8] und Agri-Tal [k, 19]. Auch zwischen Assergi und dem Gran Sasso transgrediert nach O. RENZ Obereozän auf Hippuritenkalken.

Die 6—700 m mächtigen Flachwasserkalke der Abruzzenzonationszone vertreten Mittel- und Obereozän. Vielleicht umfassen sie sogar noch

9) Neuerdings hat O. RENZ nach freundlicher Mitteilung auch noch Paleozän in den Kalken der Abruzzenzonationszone fonilführend nachweisen können.

das Oligozän. So weist eine Fauna, die SACCO (1907) in der Gran Sasso-Gruppe fand, auf obereozänes bis oligozänes Alter hin. Er fand nämlich *Nummulites budensis* v. HANTK., *N. guettardi* D'ARCHE., *N. boucheri* HARPE, *N. bouillei* HARPE, *N. vascus* JOL. et LEYM., *Ortho-phragmina* sp., *Operculina* sp. sowie zahlreiche Lepidocyclinen.

c) Die Tone und Mergelkalke des Molise.

Ypern + Unterlutet.

Während sich in den Abruzzen und im Antiapennin Flachwasserkalke bildeten, entstanden im Molise bunte Schiefertone. In diesen bunten Tönen finden sich Fucoidenkalke und Nummulitenkalklinsen. Bei Lacedonia—Bisaccia [i 7] beobachtet man im Tonfölsch außerdem einige wenige fingerdicke Serpentinlagen. Vielleicht sind diese Grünen Gesteine mit den postkretazischen-prämittellutetischen Deckenergüssen zu parallelisieren, die TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935 S. 105) aus der südlichen Basilicata beschreiben. Der Dünnschliff läßt nur ein Gemenge von Serpentin und Kalkspat erkennen. Ob es sich hier um ehemalige Tuffe, Laven oder um Lagergänge handelt, läßt sich nicht entscheiden. Das Nebengestein zeigt keine Spur von Kontaktmetamorphose.

In der Umgebung von S. Bartolomeo in Galdo und am M. Fortore [i 7] ist das Eozän folgendermaßen entwickelt:

> 100 m Mergelkalke und Kalke	}	Mittel- und ? Obereozän
10 m blaugraue feste Kalke		
150 m Kalke und Mergel		
6 m rote Tone, Sandsteine und Kalke mit <i>N. subplanulatus</i> DOUV.	}	Unterlutet und Ypern
12 m gelbe Sandsteine		
2 m tonige Mergel		

Nicht wesentlich anders ist das Eozän des Cervaro-Tales. Bei Savignano Iripino [i 7] sammelte ich unter den gelben Sandsteinen in graugrünen Tonschiefern eine Nummulitenfauna des Unterlutets mit

- Nummulites laevigatus* BRUG.
- " *subirregularis* DESH.
- " cf. *subatacicus* H. DOUV.
- " *curvispira* MGH.
- " cf. *granifer* H. DOUV.
- " *lucasanus* DEFR.
- " *planulatus* LAM.
- " *subplanulatus* DOUV.
- " *globulus* LEYM.

Nummulites exilis DOUV.
 „ *guettardi* D'ARCH.
Operculina couizaensis DONC.
Assilina sp.
Orbitoides sp.

Im allgemeinen werden innerhalb der Tonschiefer die Kalk-einschaltungen nach oben zu häufiger und reicher an Nummuliten. So fand ich am Fuße des M. Tagliarone bei S. Bartolomeo in Galdo [i 7] in Kalken, die mit bunten Tönen wechsellagern, eine Fauna des Untereozäns und unteren Mitteleozäns mit

Nummulites planulatus LAM.
 „ *lucanus* DEFR.
 „ *guettardi* D'ARCH.
 „ *latispira* SAVI ET MGH.
 „ *virgilo* PREV.
 „ cf. *granifer* H. DOUV.
 „ *pustulosus* DOUV.
 „ cf. *subatacicus* DOUV.
 „ cf. *subirregularis* HARPE

Auch in der Basilicata ist das tiefere Eozän in der gleichen Fazies entwickelt. Bei Vaglio östlich Potenza [k, 18] beobachtete ich in den roten Tönen Kalklinsen mit *Nummulites atacicus* LEYM. und *N. globulus* LEYM. Die Schichten gehören somit an die Grenze Unter-/Mittellutet.

Innerhalb der Tonschiefer tritt ein 3 m mächtiger Sandstein im Süden bei Zungoli—Monteleone [i 7, 8] auf. Er findet sich wieder bei Savigno, Biccari und Volturara Appula [i 7] sowie bei Montagano—Limosani nahe Campobasso [h 6]. Auch bei Trivento und S. Elia—Bonefro enthalten die roten Tone Sandsteinbänke, die im mittleren Sangro-Tal zu einer Folge von 50 m mächtigen sandigen Schiefen und Sandsteinen anschwellen. Östlich Torricella [g 6] keilen die Sandsteine in der Nähe der Majella aus. Zum letzten Mal sind solche Sandsteine bei Montenerodomo aufgeschlossen:

60 m feste Kalke	}	Mittellutet
5 m Konglomerate mit Kalkgeröllen		
30 m feste z. T. brekziöse Kalke	}	Unterlutet und Ypern
40 m Mergel und Kalke		
20 m glimmerreiche Sandsteine und Schiefer		
1 m Nummulitenkalk		
15 m Glimmersandsteine und Schiefer		
15 m rote Tonschiefer mit Sandsteinplatten und Kalkbänken		

Am Ostrand der Majella schließt das tiefere Eozän mit grau-grünen, z. T. rötlichen Mergeln ab, die besonders klar unterhalb von Palombaro im Verde-Tal aufgeschlossen sind und deshalb als

„Palombaro-Mergel“ bei der Kartierung ausgeschieden wurden (s. Taf. 5). Sie enthalten zwischen Gessopalena und Casoli und an der Straßenabzweigung nach Colledimacine *Nummulites guettardi* D'ARCH., *N. subplanulatus* DOUV., *N. cf. subexilis* DOUV. und *N. subirregularis* HARPE.

Oberhalb Palena schalten sich noch geringmächtige rote Letten zwischen Hippuriten- und Nummulitenkalken ein. Diese roten Letten enthalten Kalkbrekzien. Sie keilen wenig oberhalb der Brücke am Steilhang des M. Porarra aus. Es handelt sich hier wohl um eine Randfazies der Molise-Tone an der eigentlichen Abruzzen-Schwelle, die durch das Fehlen des tieferen Eozäns besonders gekennzeichnet ist.

Auch zwischen Sepino und Pietraroia liegen am Passo di Crocella [h 7] auf der Ostseite des Matese-Berglandes 300 m mächtige rote und grüne Tone mit Nummulitenbrekzienkalken, Mergel und Sandsteinbänken zwischen Oberkreide und Mitteleozän (s. Abb. 10). Ebenso erwähnt SACCO (1910) rote Tone über Kreidekalken bei Venafro nahe Isernia [f, g 6].

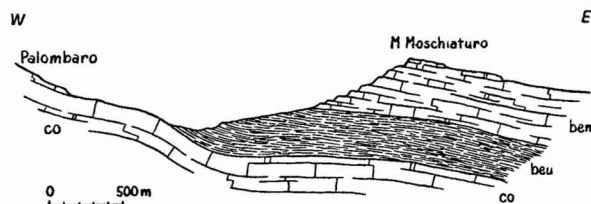


Abb. 10. Das Auflager der untereozänen Tone auf Hippuritenkalken am Passo di Crocella im Matese-Bergland.

co Riffkalke der Oberkreide; beu Tone des tieferen Eozäns; bem Nummulitenkalk des Mittellutets.

Im tieferen Eozän greifen also die Schiefer Tone über den Bereich der kretazischen Tone hinaus nach Nordwesten vor (Abb. 36). Ein Übergang zwischen der Kalkfazies des tieferen Eozäns der Abruzzen in die Tonfazies des Molise ist nicht bekannt.

Mittellutet.

Im Molise transgrediert das Mittellutet weithin mit konglomeratischen Kalken. Neben Kalkgeröllen treten in ihnen Hornsteinsplitter und Rudistentrümmer auf. Bei Montenerodomo südlich Torricella Peligna greift das Mittellutet auf die Brekzienkalke des tieferen Eozäns mit einem 5 m mächtigen Basalkonglomerat über. Seine Kalkgerölle werden kopfgroß (s. S. 30). Auch zwischen

Torricella Peligna und Taranta dei Peligni ruhen im Aventino-Tal auf den Tonen des tieferen Eozäns mittellutetische Kalke mit einer Basalbrekzie aus bunten Kalken und Hornsteinen. In solchen brekziösen Kalken, die im gesamten Molise verbreitet sind, fand ich am Fuße des M. Cornacchia bei Biccari östlich S. Bartolomeo in Galdo [i 7]

- Nummulites* cf. *lucanus* DEFR.
 „ cf. *granifer* DOUV.
 „ *perforatus* MONTF.
 „ *laevigatus* BRUG.
 „ *curvispira* SAVI ET MGH.
 „ *subplanulatus* DOUV.
 „ *helveticus* KAUFM.
 „ *aticicus* LEYM.
 „ *guettardi* D'ARCH.
 „ *pustulosus* DOUV.
Orbitoides sp.

Im Mittellutet sind keine Faziesunterschiede zwischen Abruzzen und Molise mehr nachweisbar.

Oberlutet—Barton.

Im Molise wurden im Oberlutet und Auvers Kalke und Mergel abgelagert. Gelegentlich greifen aber Sandschüttungen, die im Obereozän des Südapennins große Bedeutung erlangen, auch auf die Zentralapennin-Schwelle über. So überlagern im Val Vandra nördlich Isernia [g 6] Sandsteine und Mergelschiefer konkordant die Kalke des Mittellutets. SACCO (1909) stellte diese Serie ins obere Mitteleozän. Nach Osten nimmt der Gehalt an klastischen Einschaltungen allmählich ab. Bei Capracotta [h 6] treten noch sandige nummulitenführende Kalke und Mergelkalke auf. Bei Frosolone [g 6] wird das sandige höhere Eozän noch einmal mächtiger, wie das Profil von der Rne. Ponticelle südlich Civitanova [g, h 6] zeigt:

Hangendes: Miozän.

250 m Sandsteine und sandige Schiefer mit *N. variolarius* LAM. und *N. prestwichianus* JONES (Auvers + Barton)

250 m z. T. brekziöse Kalke (in den höchsten Schichten mit Nummuliten des Mittellutets).

Weiter östlich verschwindet der Sandgehalt im Obereozän fast völlig. Nur in den höchsten Schichten der ca. 700 m mächtigen Kalke und Mergelkalke des Mittel- und Obereozäns von Bovino finden sich in den nummulitenführenden Mergelkalken einige Quarzkörner (CHECCHIA-RISPOLI 1916, 1917). Die Abnahme des Sandgehaltes

im höheren Eozän von Westen nach Osten zeigt, daß die Schüttung von der Tyrrhenis kam.

Ergebnis.

Das Schwellengebiet des Zentralapennins ist gegenüber dem nordapenninen Flyschtrog durch die geringere Mächtigkeit und vorherrschend kalkig-mergelige Fazies des Eozäns und größere Schichtlücken innerhalb desselben ausgezeichnet. Es gliedert sich in drei Zonen.

Die erste Zone — der Bereich der grauen Scaglia-Mergel Südumbriens und der Marken — vermittelt zwischen dem nordapenninen Flyschtrog und der zentralapenninen Schwelle. An die Trog-Entwicklung erinnern noch gelegentlich klastische Einschaltungen sowie die hornsteinführenden Mergelkalke. Andererseits sind die Sedimente schon bedeutend geringmächtiger und kalkiger.

Der Übergang zu der zweiten Zone — dem Bereich der reinen Kalkentwicklung der Abruzzen — vollzieht sich in der Zone von Leonessa, im oberen Aniene-Tal und am Gran Sasso. Die Scaglia-Mergel verzahnen sich hier mit Flachwasser-Kalken. Diese vertreten Mittel- und Obereozän bis zum Oligozän. Gelegentlich ist auch in den Kalken Untereozän nachgewiesen.

Die Tonschiefer-Entwicklung der dritten Zone (des Molise) deutet schon wieder auf Beckenfazies hin. Aber die Mächtigkeit ist gering. Auch lagern sich im Mittellutet in den Abruzzen und im Molise die gleichen Flachwasserkalke ab. Erst an der Wende zum Obereozän beginnt das Molise wieder eine Sonderstellung einzunehmen. Zwar bleibt die Sedimentmächtigkeit weiterhin gering, aber die klastischen Einschaltungen bei Frosolone und Isernia vermitteln bereits zur Flyschfazies des südapenninen Troges (s. Abb. 9).

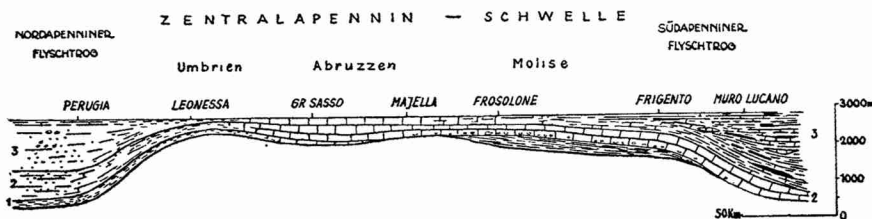


Abb. 4. Faziesprofil durch die Zentralapennin-Schwelle.

1. Ypern + Unterlutet; 2. Mittellutet; 3. Oberlutet—Barton.

III. Der südapennine Flyschtrog.

Der südapennine Flyschtrog ist in vieler Hinsicht ein Spiegelbild des nordapenninen Troges, wenn auch im einzelnen die Entwicklung anders verlief.

a) Der Flysch zwischen Sorrent und Roccadaspide.

Bei Termini westlich Sorrent [g 8] transgrediert das Oberlutet mit z. T. glaukonitischen kalkigen Sandsteinen und sandigen Schiefeln auf Kreidekalken. Gelegentlich ist eine schwache Winkeldiskordanz nachzuweisen. In den Sandsteinen wurden bei Termini und auf Capri *Nummulites variolarius* LAM. und *N. laevigatus* BRUG. gesammelt. Diese Funde zeigen, das die Sandsteine dem Oberlutet und Auvers angehören.

Dieselben Sandsteine finden sich in der Lucania bei Roccadaspide [i 9] wieder. Auch hier lieferten sie eine Fauna des Oberlutets. Ich sammelte:

- Nummulites lucasanus* DEFR.
 " *helveticus* KAUFM.
 " cf. *bassani* PREV.
 " cf. *curvispira* SAVI et MGH.
 " *latispira* TELL.

Orbitoides sp.

Doch wechsellagern hier die (> 400 m mächtigen) konglomeratischen Sandsteine mit globigerinenreichen Scherbenkalken und roten und graublauen Tonen mit Kalk- und Kalksandsteinlinsen. Auch folgen unter den klastischen nummulitenführenden Schichten nochmals 100—200 m Scherbenkalke, die mit Glimmersandsteinen, Ton- und Kieselschiefern vergesellschaftet sind. An der Basis des Flyschs stellen sich 50 m mächtige brekziöse Kalke ein. Sie ruhen auf der Oberkreide. — Die Sandsteine von Sorrent verzahnen sich also bei Roccadaspide mit landferneren Sedimenten.

Barton ist bei Sorrent und Roccadaspide nicht nachgewiesen worden. Vielleicht ist im Anschluß an die Bewegungen pyrenäischen Alters (S. 100) bei Sorrent und auf Capri ein Teil des Ober-eozäns abgetragen worden.

Das Oligozän greift am Golf von Neapel mit glaukonitischen Scutellensanden auf Oberkreide über (s. BEHRMANN 1934). Es findet sich in gleicher Entwicklung auf Capri wieder (OPPENHEIM 1889).

b) Der Flysch des Cilento.

Am M. Sacro und M. Stella [i 9] treten als tiefstes radiolarienreiche Lydite und Alaunschiefer zutage. Auch an der Südwest-

seite des M. Centaurino [k 9] sind die Alaunschiefer an der Alcano-Brücke am F. Faraone zu beobachten. Sie überlagern an der Serra di Fenrara bei Rofrano [i 9] 50 m mächtige Tonschiefer, die nach unten in konglomeratische Sandsteine übergehen. Die Konglomerate enthalten neben Geröllen mesozoischer Kalke und ladinischer Kieselschiefer auch viel kristallines Material. Die Gerölle werden kopfgroß.

An der Südseite des M. Centaurino stellen sich im Hangenden der Alaun- und Kieselschiefer Sandsteine und örtlich auch rote Tonschiefer mit Nummulitenbrekzien ein. Die Nummuliten weisen auf Oberlutet bzw. Auvers.

An der Wende Auvers—Barton werden große Sandmassen im gesamten Cilento abgelagert. Am M. Sacro werden diese Sandsteine über 1100 m, — am M. Stella über 700 m mächtig. Sie enthalten zahlreiche kristalline Gerölle. Auch am M. Centaurino sind diese konglomeratischen Sandsteine entwickelt. Bei Pisciotta nordwestlich des M. Bulgheria [i 9] tritt der Sandgehalt gegenüber den Geröllen zurück. Konglomerate mit Granit- und Glimmerschiefergeröllen herrschen hier vor.

Die Zunahme der Sandsteine und Konglomerate nach SSW zeigt, daß in geringer Entfernung in der Tyrrhenis ein sedimentlieferndes Hochgebiet lag. Dieses „tyrrhenische“ Hochgebiet muß am Ende des Auvers ruckartig aufgestiegen sein.

Im Lauf des Bartons läßt die Sandschüttung wieder nach. So entstehen am M. Stella und bei Torchiara [i k 9] 900 m mächtige Globigerinen-reiche Scherbenkalke mit geringen Sandstein- und Schiefermitteln. Am M. Sacro schließt die Schichtfolge mit 80 m mächtigen roten Letten ab, die sich auch vereinzelt im Flysch des M. Centaurino wiederfinden. In den Sedimenten des M. Centaurino macht sich im Obereozän und Oligozän die größere Landnähe durch ständigen größeren Sandgehalt in allen Schichten bemerkbar:

- 1500 m konglomeratische Sandsteine (Oligozän)
- 1100 m z. T. konglomeratische Sandsteine, Mergel, sandige Scherbenkalke, rötliche Kalke und Schiefer (? Barton)
- 300 m feste Sandsteine mit wenigen Schiefermitteln. Im obersten Drittel konglomeratisch (? Auvers)
- 700 m Schiefer und Sandsteine mit roten Tonschieferlagen und Nummulitenbrekzien (Oberlutet-Auvers).

Wahrscheinlich hat im Anschluß an Bewegungen pyrenäischen Alters im Oligozän auf dem tyrrhenischen Hochgebiet wieder eine starke Belebung der Erosion eingesetzt. Grobklastische Sedimente

werden im südapenninen Flyschtrog in großer Mächtigkeit abgelagert. Am M. Centaurino erreichen die Granitgerölle in den mehr als 1500 m mächtigen konglomeratischen Sandsteinen einen Durchmesser von 1 m. Am M. Stella und M. Sacro ist das Oligozän in gleicher Ausbildung mehr als 600 bzw. mehr als 800 m mächtig. Besonders zahlreich sind hier die Konglomeratbänke in den hangendsten Teilen. In ihnen fand sich am Gipfel des M. Sacro *Nummulites intermedius* D'ARCH. Die konglomeratische Fazies des Alttertiärs läßt sich vom Cilento bis Spinoso nordöstlich Lagonegro [19] verfolgen. Auch dort deutet der große Sandgehalt auf das nahe Festland des tyrrhenischen Hochgebietes hin.

c) Der Flysch zwischen Laurenzana und Rotondella.
Der Tonflysch (Oberlutet—Barton).

Bei Corneto Perticara und Viggiano [29] finden sich noch 50—100 m mächtige Alaunschiefer neben Mergeln und Sandsteinen an der Basis des Flysches. Auch zwischen dem Agri- und Dianotal treten bei Atena über geringmächtigen Mergeln Scherbenkalk und Lydite auf. Dazu gesellen sich Nummulitenbrekzien. Östlich des Cilento verschwinden zwischen Laurenzana und Kalabrien [19] allmählich die Alaunschiefer und Lydite. Die Kieselschieferfazies erstreckt sich bis Kalabrien. Von hier geben TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935, S. 99 u. 109 ff.) bunte Tone mit Kieselschiefern und Kieselkalken an. Daneben treten hier im höheren Eozän zahlreiche Grüne Gesteine auf. Sie sind an die tonig-kieselige Fazies gebunden. Weiter im Nordosten verschwinden die Kieselschiefer-Einlagerungen. Nur bunte Tonschiefer mit Nummulitenkalken, Scherbenkalken und konglomeratischen Kalksandsteinen vertreten das höhere Eozän. Bei Laurenzana [19] fand ich im Torrente Castelbellotto in den obersten Schichten der bunten Tone

Nummulites lamarki ARCH. ET HAIME

- „ *perforatus* MONTF.
- „ *oosteri* HARPE
- „ cf. *curvispira* SAVI ET MGH.
- „ cf. *planulatus* LAM.
- „ cf. *irregularis* DESH.
- „ *atacicus* LEYM.
- „ *latispira* TELL.
- „ *guettardi* D'ARCH.
- „ *variolaris* LAM.

Orbitoides sp.

Operculina sp.,

Auch diese Fauna weist auf das Oberlutet—Auvers-Alter des Tonflysches hin.

Bei Pietrapertosa und Castelmezzano [19] ist das Hangende des Tonflysches aufgeschlossen. Es gliedert sich folgendermaßen:

5. 700 m Sandsteine und Mergel mit Tonschiefern und Foraminiferen-Kalkbänken Oligozän
4. 500 m konglomeratische Sandsteine
3. 800 m Sandsteine, Schiefer, Scherbenkalke und Foraminiferenkalke in Wechsellagerung Priabon
2. 200 m gelber mittelkörniger Sandstein
1. 700 m bunte Tone mit Sandstein- und Nummulitenkalklinsen (Oberlutet—Barton)

In Horizont 1., dem bunten Tonflysch, sammelte ich:

<i>Nummulites subatacticus</i>	DOUV.
" <i>cf. globulus</i>	LEYM.
" <i>guettardi</i>	D'ARCH.
" <i>discorbinus</i>	HARPE
" <i>curvispira</i>	SAVI ET MGH.
" <i>helveticus</i>	KAUFM.
" <i>lucasanus</i>	DEFR.
" <i>partschi</i>	HARPE
" <i>cf. pustulosus</i>	DOUV.
" <i>fabiani</i>	PREV.
" <i>laevigatus</i>	BRUG.
" <i>lamarcki</i>	D'ARCH. ET HAIME
" <i>perforatus</i>	(A + B) MONTF.
" <i>cf. anomala</i>	HARPE
" <i>cf. incrassatus</i>	HARPE
" <i>cf. rütimeyeri</i>	HARPE
" <i>contortus</i>	DESH.
" <i>variolarius</i>	(A + B) D'ARCH u. LAM.
" <i>cf. orbigny</i>	HARPE

Damit gehören auch hier die bunten Tone dem Oberlutet und Auvers an. *Nummulites fabiani* zeigt aber, daß der Tonflysch am Basento noch ins Barton hinaufreicht.

Die bunten Tone werden bei Stigliano [19] mehr als 1250 m mächtig. In den oberen Teilen wechsellagern Kalke und Kalksandsteine. Der Übergang vom Tonflysch in die hangenden Schichten ist an der Straße von Guardia Perticara nach Corneto Perticara [19] aufgeschlossen. Bunte Kalke und Nummulitenbrekzien verdrängen nach oben die Tone, die schließlich nur noch Zwischenmittel bilden. Im Hangenden stellen sich Mergelkalke und Sandsteine ein. Diese Folge sei als „Sand-Mergel-Flysch“ zusammengefaßt.

Der Sand-Mergel-Flysch (Barton).

In der südlichsten Basilicata setzen die klastischen Ablagerungen schon früh ein. So ist bei Rotondella das 400—500 m mächtige Oberlutet neben bunten Tonen reich an Sandsteineinschaltungen (TEICHMÜLLER & QUITZOW 1935, S. 101). In der mittleren Basilicata stellen sich Sandsteine und Konglomerate erst im Barton ein. Bei Laurenzana ruhen auf dem Tonflysch unmittelbar feste Sandsteine mit kristallinen Geröllen. An der Serra di Autotero schaltet sich zwischen den Tonflysch und den konglomeratischen Sandsteinen noch eine 250 m mächtige Folge von Tonschiefern, Kalken, Mergeln und Sandsteinen ein. Wenig über den tiefsten Sandsteinen fand ich an der Serra di Autotero bei Laurenzana [19]:

- Nummulites* cf. *incrassatus* HARPE
 " *striatus* BRUG.
 " cf. *lamarki* ARCH. ET HAIME
 " cf. *garnieri* HARPE
 " *brongniarti* ARCH. ET. HAIME
 " *perforatus* (A + B) MONTF.
 " cf. *partschi* HARPE
 " cf. *fabiani* PREV.

Diese Arten weisen auf die Grenze Auvers-Barton. Die Sand-schüttung hat hier also etwas früher eingesetzt als bei Stigliano und Pietrapertosa, wo nach den Nummulitenfunden noch zum mindestens ein Teil des Bartons im Tonflysch vertreten ist. Bei Pietrapertosa schalten sich in die Sandsteine bereits Mergellagen ein (Horizont 3 der Tabelle, S. 37). In ihnen fand ich an mehreren Stellen — besonders am C. Saletta:

- Nummulites* *budensis* v. HANTKEN
 " *variolaris-héberti* D'ARCH. u. LAM.
 " cf. *prestwichianus* JONES
 " cf. *vascus* JOL. ET LEYME
Orbitoides sp.

Damit gehört der Horizont 3 dem Priabon an.

Ähnlich ist auch die Schichtfolge bei Tricarico und Stigliano [18, 9], wo das Barton als eine 1000 m mächtige Folge von Sandsteinen, Scherbenkalken und Foraminiferen-Kalken entwickelt ist. Nach Nordwesten erstrecken sich diese Schichten über Tolve bis Ripacandida bei Melfi [k 8]. Auch dort führen sie Nummuliten des Barton (SACCO 1910).

Der Sandgehalt nimmt nach NNE ab. Es fällt auf, daß in der mittleren Basilicata die Detrituszufuhr im Barton stärker als im Cilento ist. Vielleicht hat sich der Schuttfächer nach Südosten

verlagert, vielleicht gehören aber auch die Sandsteine der mittleren Basilicata einem Deltakegel an, der sich von Südosten her bis Melfi erstreckte. Damit stimmt überein, daß in Nordkalabrien die Sandsteine des Bartons reich an konglomeratischen Einschaltungen sind.

Die Sandsteine des Oligozäns.

Ihr größtes Ausmaß erreichen die Sandschüttungen im süd-apenninischen Flyschtrogl während des Oligozäns. Bei Stigliano wurden 1500 m mächtige konglomeratische Sandsteine abgelagert. Auch bei Tricarico treten die gleichen festen Sandsteine auf, die bei Canna südlich Rotondella *Nummulites intermedius* D'ARCH. (SACCO 1910) geliefert haben. Bei Pietrapertosa werden mehr als 500 m mächtige feste Sandsteine mit konglomeratischen Sandsteinen noch von 700 m mächtigen sandigen Mergeln mit Tonschiefer- und Sandsteineinschaltungen überlagert (s. S. 37). In einer glaukonitischen Kalkbank im höheren Teil dieser Serie sammelte ich an der Serra Briglia zahlreiche Lepidocyclinen neben

- Nummulites* cf. *bouillei* HARPE
- „ cf. *ournoueri* HARPE
- „ cf. *budensis* HANTK.
- „ *subfabiani-fichteli* PREV.-MGH.
- „ *boucheri* HARPE
- „ cf. *vascus* HARPE.

Damit ist diese Folge ins Oligozän zu stellen.

Die Gerölle der konglomeratischen Oligozänsandsteine werden manchmal überraschend groß. Unterhalb Laurenzana [19], also weit vom tyrrhenischen Festland entfernt, erreichen kristalline Blöcke (an der Brücke über den T. Camastra) noch 0,5 m Durchmesser. Auffällig ist auch das schwarmweise Auftreten einzelner Geröllkomponenten.

Die Gerölle stammen überwiegend vom tyrrhenischen und kalabrischen Hochgebiet. Aber schwache pyrenäische Bewegungen haben auch im Südapennin-Trog kleine Denudationsgebiete geschaffen. So greift das Oligozän am Ostrand der präkretazischen Schwelle nordöstlich Avellino [h 8], bei Caposele [i 8] und an der Timpa di Pilato bei Laurenzana [19] bis auf Mesozoikum über. Diese örtlichen Aufwölbungen erklären die aufgearbeiteten Kalke, Sandsteine und Kieselschiefer im Oligozän.

Bei Stigliano [19] treten die kristallinen Gerölle sogar ausnahmsweise hinter denen von mesozoischen und tertiären Sedimentgesteinen zurück. Auch nordöstlich Caposele finden sich häufig (bis kopf-

große) Gerölle von Hippuriten- und Nummulitenkalken in den Oligozänsandsteinen.

d) Der Flysch zwischen Benevent und Potenza.

Eozän.

Auf mittellutetischen Kalken ruhen bei Castelnuovo östlich Caposele [i 8] geringmächtige sandige Lepidocyclinenmergel des Oberlutets. Darüber folgen Schiefer, Sandsteine und Mergel mit Scherbenkalken und geringen Alaunschieferlagen. Im oberen Ofanto-Tal [i 8] bei Teora und Pescopagano wird das Oberlutet—Auvers dagegen von roten Tonen mit Brekzienkalklinsen vertreten. Bei Caposele verzahnen sich beide Faziesbereiche: Zwischen dem Kloster Materdomini und der Cresta di Gallo setzt sich die 700 m mächtige Serie vorwiegend aus Scherbenkalken mit Schiefer- und Sandsteineinschaltungen zusammen. Gegenüber von Caposele zwischen Materdomini und der Costa S. Lucia wechsellagern rote Tonschiefer mit Mergelkalken, Sandsteinen und sandigen Schiefen.

Weiter östlich ist zwischen Muro Lucano und Pescopagano [k 8] das Eozän etwas abweichend entwickelt:

Hangendes: 300 m geröllführende Sandsteine	Oligozän
400 m bunte Tone mit Kalklinsen	} Barton
100 m z. T. brekziöse Hornsteinkalke mit Orbitoiden	
150 m bunte Tone	
300 m Hornsteinkalke (mit bunten Tonen wechsellagernd) mit <i>Nummulites rouaulti</i> D'ARCH. ET HAIME	
700 m dunkle Tone mit Hornsteinbrekzien und <i>Nummulites chavannesi</i> HARPE, <i>N. cf. boucheri</i> HARPE, <i>N. variolarius</i> LAM. und <i>N. prestwichianus</i> JONES.	Auvers-Barton
10 m graue und grüne Kalke und Sandsteine	
500 m Nummulitenkalk	Mittel- u. Oberlutet
Liegendes: Hippuritenkalk.	

Die dunklen Auvers-Barton-Tone, die schon W. DEECKE (1891) beschrieb, ähneln den Tonen von Atena im Agri-Tal [k 9]. Dagegen sind im Ofanto-Tal und im Basento-Tal rote Tone im Auvers häufiger. Bei Biscotti (zwischen Vaglio und Potenza) [k 8, 9] sammelte ich in einer Kalklinse innerhalb der roten Tone:

- Nummulites subatacicus* DOUV.
 „ *guettardi* D'ARCH.
 „ cf. *montis-fractis* KAUFM.
 „ cf. *ficheuri* PREV.
 „ *helveticus* KAUFM.
 „ *striatus* BRUG.
Orbitoides sp.

Diese Arten weisen auf Oberlutet bzw. Anvers hin. PREVER (1901, 1902) beschreibt ebenfalls Nummuliten des Oberlutet-Auvers aus jener Gegend. Bei Lacedonia [i 7] fand PREVER (1905) in dem bunten Kalktonflysch aber auch Formen des Bartons.

Weiter im Nordwesten herrschen ähnliche Faziesverhältnisse. Nur nimmt nach dort die Mächtigkeit des höheren Eozäns ab. Bei Caposele wird das höhere Eozäns noch etwa 800 m mächtig. Bei Frigento (30 km südöstlich Benevent) [i 7] ist es nur noch 600 m mächtig. Von hier gibt TARAMELLI (1908, S. 27) ein Grünes Gestein im Tonflysch an. Kieselkalke und Kieselschiefer finden sich besonders im mittleren Teil des Tonflysches, während der höhere Teil reich an Sandsteinbänken ist. Der Tonflysch vertritt hier noch das gesamte Barton. Von Benevent nimmt die Mächtigkeit des höheren Eozäns zum Lirital [e, f 7] weiter ab. Dort wird es nur noch 250 m mächtig. Bunte Tone schließen hier Nummulitenkalklinsen und Sandsteinbänke ein.

Oligozän.

Im Oligozän werden Sandsteine sedimentiert. Bei Caposele [i 8] enthalten sie Kristallingerölle von mehr als 30 cm Durchmesser. Die Gerölle werden weiter im Osten bei Castelgrande [i 8] noch faustgroß, bei Frigento nur noch nußgroß. Bei Melfi [k 8] sind die Sandsteine fast geröllfrei. Hier am Nord- und Nordostende des südapenninen Flyschtroges wird auch die Mächtigkeit der oligozänen Sandsteine gering. Stehen doch den 600—1500 m mächtigen Sandsteinen in der Basilicata nur die 300 m mächtigen Sandsteine bei Frigento—Melfi und Caposele gegenüber.

Ergebnis.

Im Südapennin entsteht im Oberlutet ein Trog. Am Fuße der aufsteigenden Tyrrhenischen Masse, die ungefähr längs der heutigen Küste anzunehmen ist, erstreckte sich vom Oberlutet bis zum Oligozän eine Saamtiefe. Sie fing den Schutt des kristallinen Hochgebietes auf.

Die Absenkung des südapenninen Flyschtroges muß im Oberlutet rasch erfolgt sein. Die Detritismengen reichten nicht aus, die Senkung zu kompensieren. Alaunschiefer, Radiolarien-reiche Lydite, Hornsteinkalke und bunte Tone entstanden. Sie sind z. T. mit Grünen Gesteinen vergesellschaftet. Immer wieder weisen aber klastische Einschaltungen im Cilento auf die Nachbarschaft des tyrrhenischen Hochgebietes. Bei Rotondella deutete sich auch

die Nähe der Kalabrischen Masse durch Sandeinschaltungen im Tonflysch des Oberlutets an (s. Abb. 12).

An der Wende Auvers-Barton werden die Schüttungen des tyrrhenischen Hochgebietes kräftiger. Die Senkung wird durch die Ablagerung mächtiger Sandsteine kompensiert. Bryozoenkalke — also sichere Flachwasserbildungen — stellen sich in den Sedimenten ein.

Drei große Deltakegel sind nachzuweisen. Der Schuttfächer von Sorrent breitete im Oberlutet und Auvers seine Sedimente bis zum Molise und den Picentiner Bergen, sowie bis Roccadaspide aus. Noch größer war der Deltakegel des Cilento, der besonders an der Grenze Auvers-Barton seine Schuttmassen von Südsüdwesten her in den Trog schüttete. Schließlich brachte der kalabrische Fächer von Süden her mächtige Sand- und Geröllmassen in den südapenninen Trog. Seine Sandschüttung beginnt im Oberlutet bei Rotondella, — erreicht an der Grenze Auvers-Barton Laurenzana und endlich im Barton Pietrapertosa und Melfi.

Trotzdem bleiben im Barton noch Teile des südapenninen Flyschtroges (zwischen Benevent und Potenza) frei von klastischen Einschaltungen. Erst im Anschluß an die pyrenäischen Bewegungen im tyrrhenischen und kalabrischen Hochgebiet wachsen die Deltakegel zu einem einzigen Schuttfächer zusammen, der sich über den ganzen Flyschtrog breitet.

Die Außenzone des oligozänen Deltafächers deutet sich durch die geringere Mächtigkeit der Sandsteine von Melfi, Caposele und Frigento sowie durch kalkig-mergelige Einschaltungen am M. Carrozzo bei Castelgrande (Caposele) und bei Pietrapertosa an. Die kristallinen Gerölle werden in den oligozänen Schuttablagerungen im Cilento cbm-groß. Bei Laurenzana beträgt der Durchmesser der Gerölle noch 0,5 m, bei Caposele meist nur noch 0,3 m. Bei Avellino und Frigento werden die Gerölle kaum noch nußgroß.

Nach der großen Mächtigkeit des Alttertiärs (3600 m) zu urteilen, lag das Trogzentrum im Cilento. Auch die „Geosynklinal“-Fazies des Oberlutets-Auvers, die sich von Roccadaspide über das Cilento bis nach Nord-Kalabrien (Cerchiara) erstreckt, zeigt, daß hier das Trogtiefste zu suchen ist. Andererseits weist die grobe Konglomeratschüttung des Cilento auf die unmittelbare Nachbarschaft des tyrrhenischen Hochgebietes hin. Das Gefälle muß hier also sehr groß gewesen sein. Denn nur so ist es verständlich, daß sich noch in einer Entfernung von mehr als 80 km vom Festland Gerölle mit einem Durchmesser von 0,5 m finden.

Der südapennine Flyschtrog ist unsymmetrisch. Nach Osten wird der Trog nur langsam flacher. Denn seine Sedimente werden

Zusammenfassung.

Der apennine Sedimentationsraum im Alttertiär.

Im Alttertiär entstehen im Nord- und Südapennin zwei große Flyschtröge. Sie werden vorwiegend mit klastischen Sedimenten gefüllt. Der Detritus kommt von Westen aus der Zone der Iarischen Gebirgsbildung. Mit den grobklastischen Sedimenten wechsellagern (ähnlich wie im Wildflysch der Alpen) feine Foraminiferen-Sedimente. Im nord- und südapenninen Flyschtroge werden die Sedimente mehr als 3000 m mächtig.

Es lassen sich einzelne Schüttungskegel erkennen. Im nordapenninen Flyschtroge erfolgte im Miozän die Hauptschüttung nach Ligurien und der westlichen Emilia. Im Obereozän verlagert sich der Schuttstrom nach Südosten. Er lud in Toskana und Umbrien seinen Detritus ab, so daß der Nordwest-Teil des nordapenninen Flyschtroges im höheren Eozän fast frei von klastischen Einschaltungen ist.

Im südapenninen Flyschtroge breitet sich im Oberlutet-Barton der Deltafächer von Sorrent vom Molise bis zum Sele aus. Der Schuttkegel des Cilento füllt besonders an der Grenze Auvers-Barton das dortige Trogtiefste mit klastischen Ablagerungen aus. Von Südosten schiebt sich ein weiteres Delta im Oberlutet-Auvers Basanto-aufwärts vor. Es erreicht im Barton fast Melfi.

Im Oligozän verstärkt sich im südapenninen Flyschtroge die Sandschüttung im Anschluß an pyrenäische Bewegungen in der Tyrrhenis. Die einzelnen Schuttkegel verschmelzen zu einem großen Fächer, der fast den gesamten Trogräum überdeckt (s. Taf. 7; Fig. 1—4).

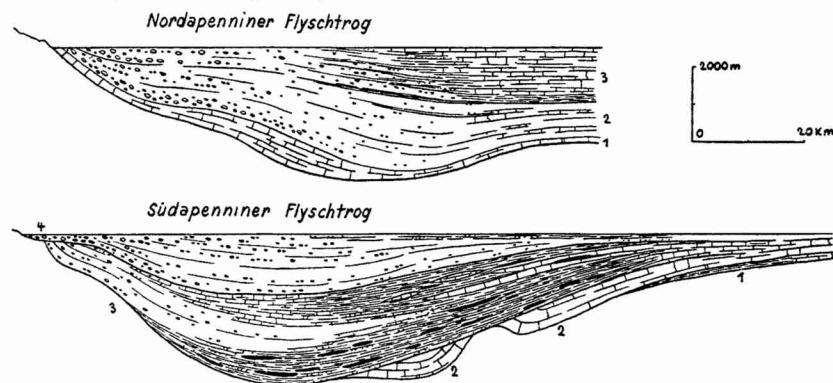


Abb. 13. Profil durch den nord- und südapenninen Flyschtroge. Grob punktiert: Konglomerate; fein punktiert: Sandsteine; eng gestrichelt: Tonschiefer; weite Striche: Mergel; Striche mit Querbalken: Kalke; dicke schwarze Striche: Alaunschiefer, Radiolarite und Hornsteinkalke sowie Grüne Gesteine.

1. Tieferes Eozän; 2. Mittellutet; 3. Oberlutet-Barton; 4. Oligozän.

Links liegt das tyrrhenische Hochgebiet, rechts der Schelf des Antiapennins.

Beide Tröge sind asymmetrisch. Die steilere Westflanke erleichterte den Transport grober kristalliner Schuttmengungen vom westlichen Hochgebiet bis weit in den Troge hinein.

Die Anlage und der Werdegang beider Tröge sind etwas verschieden. Der nordapennine Flyschtrog entwickelt sich im Unter-eozän aus der mesozoischen pelagischen Faziesprovinz Tosco-Umbriens. Das Trogtiefste wanderte nach Osten. Die Trogentwicklung ist Ende Eozän abgeschlossen. — Der südapennine Flyschtrog entstand im Schwellen- bzw. Schelfbereich des südlichen Kalkapennins. Die Senkung beginnt erst im Oberlutet, dauert aber bis Ende Oligozän an. Der Geosynklinalcharakter dieses Raumes wird durch das Auftreten Grüner Gesteine unterstrichen.

Nord- und Südtrog werden durch die Schwelle des Zentralapennins getrennt. Ihren Kern bilden die Abruzzen i. w. S., in denen wenige hundert Meter Flachwasserkalke Eozän und Oligozän vertreten. Die Molise-Zone vermittelt mit ihren z. T. tonig-sandigen Sedimenten zur Entwicklung im Südapennin-Trog. In der umbrischen Zone stellen sich gleichfalls Tone und Sande ein, die zu den Sedimenten des nordapenninen Flyschtroges überleiten.

D. Die Entwicklung der jungtertiären Saumtiefe.

I. Die Anlage der Saumtiefe im Oligozän.

Die beiden Flyschtröge und die zentralapennine Schwelle werden im Lauf des Jungtertiars zu einer Einheit zusammengeschweißt, vor der sich eine ausgedehnte Saumtiefe hinzieht. Die jungtertiäre Vortiefe entsteht im Nordapennin nach starkem pyrenäischen Bewegungen (s. S. 70 f.) aus dem Rest des alten eoanzen Troges.

Im nordapenninen Flyschtrog wird als erstes postorogenes Sediment das Oligozän abgelagert. Es transgrediert in den inneren Zonen auf dem bereits gefalteten Deckenbau. So ruhen bei Portofino etwas nordwestlich von Rapallo 200—300 m mächtige grobkonglomeratische Sandsteine auf der gefalteten liguriden Oberkreide. Die Gerölle werden cbm groß. Neben liguriden Oberkreide-Kalken finden sich darin auch Grünschiefer der Zone von Voltri. Die groben Konglomerate weisen auf ein nahes Festland im Westen hin. — Auch das Oligozän von Ronco nördlich Genua ist noch grobkonglomeratisch. Nach Osten werden die Gerölle kleiner. Die Konglomerate keilen aus. Geröllführende Sandsteine stellen sich ein. Sie sind am M. Senario und M. Giovi östlich Florenz aufgeschlossen. Die Gerölle werden höchstens faustgroß. Sie bestehen vor allem aus kristallinen und liguriden Gesteinen. Bei Borgotaro und am M. Barigazzo (im Apennin der Emilia) wird das Oligozän von >400 m mächtigen Sandsteinen mit Mergel- und Schiefer einschaltungen vertreten. Bei Ranzano im unteren Enza-Tal sind nur noch die basalen Schichten des Oligozäns sandig-konglomera-

tisch. Das Hangende ist mergelig-tonig. SACCO (1893, S. 104) gibt von hier kleine Nummuliten aus der Verwandtschaft des *Nummulites fichteli* MICH. an. Diese Beckenfazies des Oligozäns erstreckt sich am Rande der Po-Senke zwischen Traversetolo und Voghera.

Nach Südosten wächst der Kalk-Gehalt. Im oberen Arno- und oberen Tiber-Tal ist das Oligozän mergelig-kalkig. Es erreicht eine Mächtigkeit von 400 m. Eine Folge von 150 m mächtigen Mergelkalken und Sandsteinen oberhalb Scarpaccia (an der Straße vom Casentino nach La Consuma) vermittelt zwischen der mergeligen Beckenfazies und der sandig-konglomeratischen Randfazies des Oligozäns am M. Giove im Sieve-Tal. Der Sandgehalt sinkt im Casentino nach Osten und Süden.

Das Alter des „Alberese“.

Die oligozänen Mergelkalke „Alberese“ sind nicht immer leicht von den Mergelkalken der liguriden Oberkreide zu trennen. Nur die Basisschichten sind charakteristisch. Das Oligozän transgrediert nämlich meist mit einem Konglomerat oder einer Brekzie von aufgearbeiteten Gesteinen der liguriden Serie. So beginnt am Felsen von Cerbajolo östlich Pieve S. Stefano [c 2] das Oligozän mit einer mächtigen Brekzie, die sich aus aufgearbeiteten Grünen Gesteinen, Radiolariten und Calpionellenkalken zusammensetzt. Besonders klar ist weiterhin die Transgression des Oligozäns über dem liguriden Serpentin am M. Murlo etwa 2 km unterhalb Pieve S. Stefano aufgeschlossen. Serpentinbrocken und -grus sind an der Basis der Mergel zwischen dem oberen Tiber und dem Casentino häufig eingeschaltet. Der Serpentingrus erinnert zuweilen an Tuffe, wofür er auch früher häufig gehalten wurde.

Helle Mergelkalke, die denen des Oligozäns ähneln, sind im Apennin weit verbreitet. Wegen ihrer petrographischen Übereinstimmung hat man sie früher als „Alberese“ zusammengefaßt und als einen stratigraphischen Horizont gedeutet. Jedoch treten „Alberese“ — bzw. Helminthoideen-Kalke auf:

1. in der liguriden Oberkreide
2. im liguriden Mittellutet
3. im toskaniden Obereozän (Foraminiferen-Mergelkalke)
4. im Oligozän.

Die Bezeichnung „Alberese“ hat also keine stratigraphische Bedeutung und wird darum vermieden.

Der oligozäne Sedimentationsraum deckt sich weitgehend mit dem eozänen. Doch zeigt die Zunahme der Mergel und Tone zur Po-Ebene, daß im Oligozän erst dort das eigentliche Beckenzentrum lag. Hier wird das Oligozän 800—1000 m mächtig. In dieser Verlagerung des Beckenzentrums in den subapenninen Bereich vollzieht sich die erste Anlage der jungtertiären Saumsenke.

II. Die subapennine Saumtiefe im Burdigal.

Aquitain ist bislang nur zwischen Voghera und Salsomaggiore in Gestalt 100—200 m mächtiger Mergel und Letten fossilführend nachgewiesen worden¹⁰⁾. Weit verbreitet ist dagegen im Nordapennin das Burdigal.

Das Burdigal der Emilia.

Bei Bagni della Porretta wird das Burdigal von festen Sandsteinen mit *Ostrea langhiana* TRAB. und *Aturia aturi* BAST. vertreten. Nach Osten nimmt der Sandgehalt ab. Die Sandsteine reichen von Porretta nur bis Montefredente und Piano di Voglio. Dagegen ist das Burdigal zwischen Vergato und Sasso im unteren Reno-Tal, bei Traversetolo und am M. Fuso südlich Parma mergelig-tonig bzw. kalkig. Seine Mächtigkeit ist auf > 300 m gestiegen. Sandige Lagen finden sich nur noch vereinzelt.

Das Burdigal von Toskana und der Romagna.

Zwischen Firenzuola und dem Sieve [a 1, 2] erreicht das Burdigal am M. Faggio eine Mächtigkeit von mehr als 750 m. Es ist hier vorwiegend mergelig, doch stellen sich zum Liegenden hin immer mehr Sandsteinbänke ein. Die Basalschichten bestehen aus grobkörnigen Sandsteinen, die gelegentlich Gerölle von Calpionellenkalken, Radiolariten, Serpentin und Macigno-Sandsteinen enthalten. Noch etwas sandiger ist das Burdigal am Savio (PRINCIPI 1925 d), wo die Mächtigkeit auf 1900 m anschwillt, und zwischen S. Piero in Bagno und dem Poggio Incisa. Östlich des M. Falterona und am Sieve ist das Burdigal ähnlich entwickelt. Die sandigen Einschaltungen sind westlich des Tibers bis Monterchi [c 3] zu verfolgen. Zwischen Pieve S. Stefano und Badia Tedalda herrschen Pteropodenmergel im Burdigal vor. Es wird hier ca. 900 m mächtig. Seine größte Mächtigkeit erreicht das Burdigal an der Voglia bei Sestino und am M. Bello mit 2300 m. Es ist dort mergelig-sandig.

Das Burdigal in Umbrien.

Zwischen dem oberen Tiber und Rieti [c, d 3—5] beginnt das Burdigal mit 6 m mächtigen Mergelkalken, die mit schwarzen Hornsteinen wechsellagern. Darüber folgen sandige Schiefer, („genga“) mit sandigen Mergeln („gengone“) und graugelben Kalkbänken („bisciaro“) (ANGELIS D'OSSAT & LUJIC 1899). Zwischen Gubbio und der Catria-Kette [d 3] enthält das Burdigal noch klastische

10) O. RENZ hat jetzt Aquitain fossilführend auch in der Scaglia Umbriens und den Kalken der Abruzzen nachgewiesen.

Beimengungen. O. RENZ fand sogar in Macigno-ähnlichen Sandsteinen zwischen dem Trasimenischen See und dem M. Acuto nördlich Perugia Miogypsinen und Lepidocyclinen des Burdigals neben aufgearbeiteten Nummuliten. Daneben treten in den Sandsteinen noch Gerölle von Scagliamergeln und Resten von Hippuriten auf. Es handelt sich hier also um eine Randfazies¹¹⁾ ähnlich dem burdigalen „Macigno“ von Porretta. Auch bei Cagli sind den Mergeln noch feinkörnige (5—30 cm mächtige) dünnplattige Sandsteine eingelagert. Der Übergang zur reinen Kalk-Mergel-Fazies vollzieht sich ungefähr zwischen Pian di Meleto und dem Metauro [c, d 2]. Dort keilen die Sandsteinbänke allmählich aus. Die sandigen Mergel gehen in Mergelkalke über. Südsüdwestlich Urbania [c, d 2] treten die letzten Sandsteinbänke am M. S. Tutriaria auf.

Die mehr als 1000 m mächtigen Kalkmergel enthalten neben sandigen Mergellagen gelegentlich Kieselknollen. Die kalkigen Mergel sind der Scaglia cinerea sehr ähnlich. Jedoch fanden sich nach PRINCIPI (1925 a) bei Urbino (zwischen dem M. Spadara und M. d'Oro), bei Pergola und in den Zementkalken von Fabriano [d 3] und anderenorts *Aturia aturi* BAST. und *Ostrea langhiana* TRAB.

Das Burdigal in Latium und den Abruzzen.

Im Untermiozän des Latiums macht sich die größere Nähe des tyrrhenischen Hochgebietes durch klastische Beimengungen in den Mergeln bemerkbar. So besteht im Val Latina [e, f—6, 7] das Burdigal aus 2—300 m mächtigen sandigen Mergeltonen, Letten und Mergeln mit Foraminiferen-Kalkbänken. Der Sandgehalt nimmt apenninwärts schnell ab. Im Aniene-Tal [e 5] sind bei Subiaco nur noch wenige sandige Mergel den Mergelkalken eingelagert. In den Sabiner Bergen [d 5, 6] verschwindet der Sandgehalt fast völlig. Statt dessen wird der Kalkgehalt größer. Die Lepidocyclinen-Kalke werden häufiger. Sie wechsellagern mit kalkigen Mergeln. In ähnlicher Weise gehen die mächtigen Mergel und Mergelsande Umbriens in die nur 200—300 m mächtigen Mergelkalke der Zentralapennin-Schwelle über. Dieser Übergang vollzieht sich wieder in der als Faziesgrenze so wichtigen Zone von Leonessa—Antrodoco.

In den Abruzzen enthalten bei Aquila [e 5] und in der weiteren Umgebung bei Rocca di Mezzo (NELLI 1901) und bei Filetto-Camarola Kalke und Mergel Foraminiferen, Pecten und Austern von unter-

11) Diese grobklastische Randfazies ist auf Taf. 7, Fig. 5 westlich von Perugia noch nicht vermerkt.

miozänem Gepräge. In den 50 m mächtigen Bryozoenkalken und den hangenden 150m mächtigen Fucoidenmergeln und -mergelschiefern bei Tocco di Casauria im Pescara-Tal [f5] ist eine reiche Fauna gefunden worden, deren Formen im Schlier von Ottnang wieder auftreten (ANGELIS D'OSSAT & LUJZ 1899).

Ergebnis.

Die rund 2000 m mächtigen sandigen Mergel des Burdigals der Romagna, der nördlichen Marken und Umbriens sind die Sedimente der sinkenden Saumtiefe. In der Abnahme der Mächtigkeit, sowie in der Zunahme des Sandgehaltes deutet sich bei Porretta, Firenzuola, im oberen Tiber-Tal und bei Perugia der westliche Trogrand an (s. Abb. 14, 1).

In Umbrien und den Marken hebt sich die Saumtiefe an der Zentralapennin-Schwelle heraus. Das Burdigal dieser Zone ist geringmächtig und kalkig. Die Nerone-Catria-Kette war in Burdigal ein Sporn der Zentralapenninen Schwelle (s. Abb. 14, 4). Denn die Mächtigkeit des Burdigals steigt von Perugia bis Gubbio von 1200 auf 1800 m, um weiter östlich am M. Nerone wieder auf 800 m

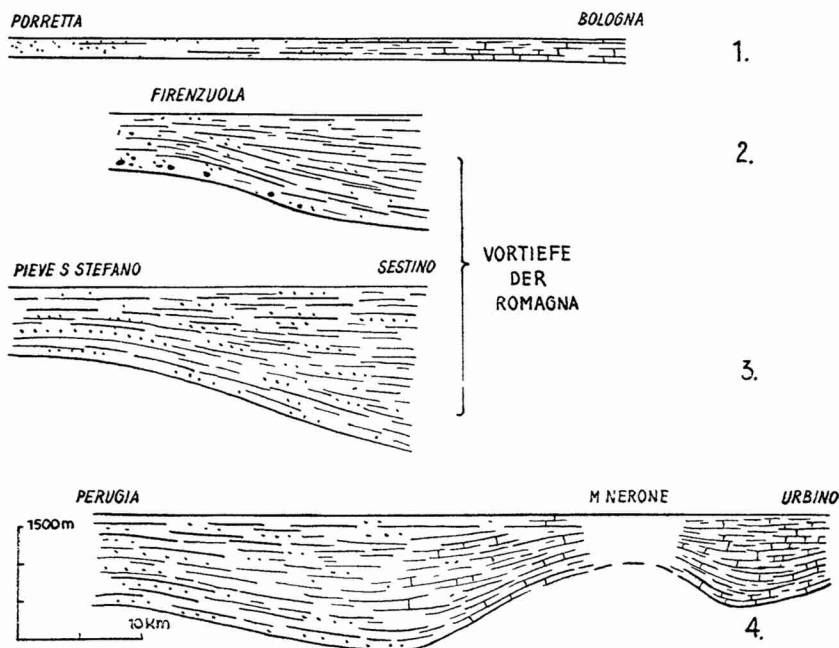


Abb. 14. Fazies-Profile durch die Saumtiefe im Burdigal.

zu sinken. Jenseits der Nerone-Catria-Kette schwillt die Mächtigkeit wieder von Urbino nach Fabriano von 900 m auf 1200 m an.

III. Die subapennine Saumtiefe im Helvet.

Die Randfazies des Helvets im Reno-Tal und bei Firenzuola.

Zwischen Castel di Casio und Piancasale östlich Porretta besteht das Helvet aus groben Arkosesandsteinen. Ebenso sind die tiefsten Schichten bei Riola (zwischen Porretta und Vergato) grobsandig und konglomeratisch. Sie enthalten kopfgroße Gerölle von Sandsteinen aus dem Burdigal bzw. dem Eozän des Hochapennins. Schließlich ist auch das Helvet am M. Vigese bei Vergato und Grizzana sandig. Es ist ungefähr 300 m mächtig.

Reno-abwärts treten bei Marzabotto und Pioppe Sandsteine nur noch an der Basis auf. Die höheren Schichten sind sandig-mergelig, bzw. kalkig. Auch im Tal des Idice und Sillaro nordöstlich Firenzuola [a, b 1] ist das Helvet unten sandig. Darüber folgen 300 m mächtige sandige Mergel. Im Subapennin fehlt der Sandgehalt. 200 m mächtige Mergelkalke, Mergelschiefer und Kalke vertreten das Helvet am unteren Reno.

Die Sandsteine und Konglomerate bei Porretta sind als eine Randfazies in der Nachbarschaft des Hochapennins zu deuten, während die Mergelablagerungen längs der Po-Ebene faziell der Beckenfazies angehören. Aber ihre Mächtigkeit ist gering.

Die Sandstein-Mergelfolge der Romagna und der nördlichen Marken.

Die Sedimente des Helvets können in der Romagna und den Marken petrographisch schwer von den Sandsteinen und Mergeln des Burdigals getrennt werden, wenn auch der Sandgehalt im Helvet etwas größer ist. Auch das Torton ist ähnlich entwickelt. Darum ist eine petrographische Abgrenzung der Miozänstufen unmöglich. Nur die Gesamtmächtigkeit läßt sich feststellen: In der Romagna werden die Sandsteine und Mergel des Burdigals—Tortons bis zu 4000 m mächtig. Im Savio-Tal [c 1, 2] beträgt die Mächtigkeit des Helvets—Tortons noch 1800 m. Weiter im Südosten sind in den Marken zwischen S. Angelo in Vado und Sestino [c 2] im Helvet und Torton noch 1400 m Sandsteine und Mergel abgelagert worden.

Die Lithothamnienkalke in Toskana, Nord-Umbrien und dem Marecchia-Tal.

Das Helvet wird zwischen dem oberen Tiber und dem Casentino von mehr als 200 m mächtigen glaukonitischen und sandigen

Kalken vertreten (PRINCIPI 1925). Am M. Fumaiolo werden die Helvet-Kalke 250 m mächtig. Sie enthalten an der Basis Kalk- und Hornsteinbrekzien. Auch im nordwestlichen Toskana ist das Helvet kalkig. Denn LOTTI (1895) sammelte in Kalkblöcken unterhalb Barigazzo eine Fauna, die den Helvet-Formen des oberen Tiber-Tales entspricht¹²⁾.

Im Marecchia-Tal sind die Basalkonglomerate des transgredierenden Helvets reich an Kalken des liguriden Mittelalters und an Hornsteinen aus den Argille scagliose. Darüber folgen ca. 120 m mächtige Bryozoenkalke und Kalksandsteine. Bei San Marino sind die festen Lithothamnienkalke des Helvets 350 m mächtig. Dieselben Kalke lassen sich bis Perugia verfolgen. Die Kalksandsteine von Maria S. Tiberina westlich Città di Castello [c 3] sind reicher an klastischen Einschaltungen als die Helvet-Kalke des Marecchia-Tales.

Alle diese geringmächtigen organogenen Kalke sind Ablagerungen einer Schwellenregion, die nach postburdigaler orogener Aufwölbung (s. S. 77) im Helvet epirogen aufstieg. Der Kern der „Querschwelle von San Marino“ deutet sich durch die geringmächtigen Kalke und Kalksandsteine am Sasso Simone und an der Alpe della Luna an. Die Mächtigkeitszunahme der Kalke bei San Marino und am M. Fumaiolo weist auf die Außenzone der Schwelle hin.

Die Mergel und Kalke in den südlichen Marken, Süd-Umbrien und den Abruzzen.

Der Sandgehalt nimmt im Mittelmiozän in den Marken und in Umbrien nach Südosten ab. So beschreibt PRINCIPI (1922) südöstlich des M. Deruta [c 4] bei Perugia Korallenmergel mit einer Helvetfauna aus dem Fosso del Vallone und von Castelleone. Auch bei Ancona ist das Helvet als Pteropodenmergel und Mergelkalk entwickelt. Es erreicht eine Mächtigkeit von 500 m. Die Mergelkalke lassen sich bis zum Vomano- und Tronto-Tal verfolgen.

In den Sabiner Bergen [d 5] stellen sich in den grauen Mergeln des Helvets sandige Einschaltungen ein. Die Mergelkalke und Mergel gehen in Umbrien und den Abruzzen in Lithothamnienkalke und Foraminiferenkalke über. So ist das Helvet bei Antrudoco [d 5] als Foraminiferenkalk entwickelt (PRINCIPI 1933). Bei Narni [c 4] finden sich sandige Kalke, die neben Bryozoen und

12) LOTTI stellte die Fauna ins Eozän, da er die Fossilien der „Leitha-Kalke“ mit Nummuliten des eozänen Untergrundes zusammen sammelte.

Austern zahlreiche Lithothamniien enthalten. Ähnliche Kalke vertreten auch im Pescara-Tal [f 5] das Helvet. Z. B. wechsellagern bei S. Valentino und an der Majella bei Guardiagrele Bryozoenkalke mit schwach sandigen Mergelkalken. Die Folge wird 100 m mächtig. In den südlichen Abruzzen finden sich bei Scanno—Anversa [f 6] und bei Opi im oberen Sangro-Tal [f 6] 200—300 m Mergelkalke und Kalke des Helvet. Die Lithothamniienkalke erscheinen im Liri-Tal wieder, so z. B. bei Frosinone und Cassino [e 6, f 7].

Das Helvet des Südapennins.

Auch im Molise ist das Helvet als heller Mergelkalk entwickelt. Er enthält Einlagerungen von feinschichtigen, schwach sandigen „Kalken“, die besonders foraminiferenreich sind. — Weiter im Südosten sind kaum noch Ablagerungen des Helvets bekannt. Bei Montemurro ist das Helvet nach CREMA (1934) sandig-mergelig und schließt Konglomeratbänke mit kristallinen Geröllen ein. In Nordkalabrien mag der liegende Teil der groben Konglomerate von Belvedere dem Helvet angehören (TEICHMÜLLER & QUITZOW 1935). Wahrscheinlich wurde im Helvet die kalabrische Decke im südlichen Apennin denudiert.

Ergebnis.

Im Gegensatz zum Burdigal sind Ablagerungen des Helvets aus dem gesamten Apennin bekannt. Die Lage der Saamtiefe ergibt sich im Helvet wieder aus den Sedimentmächtigkeiten. Das Trogtiefste liegt in der Romagna und den nördlichen Marken, wo das Helvet einen großen Anteil an der 1400—2500 m mächtigen Schichtfolge der zweiten Mediterranstufe hat. Die Saamtiefe erstreckt sich im Helvet bis Ancona.

Die mächtigen Sandsteine und Mergel der Saamtiefe werden im Marecchia-Tal von geringmächtigen Lithothamniienkalken vertreten. Sie sind von San Marino bis ins Casentino und das mittlere Tiber-Tal zu verfolgen. Die Querschwelle von San Marino teilt damit die Vortiefe des Helvets in das Becken der Romagna und in das Becken der Marken.

Die konglomeratische Randfazies des Helvets bei Porretta deutet mit ihren großen Sandsteingeröllen auf ein nahes Festland im Südwesten. So dürfte zum mindesten ein Teil des Hochapennins im Helvet erstmalig als Sedimentlieferant für die Becken beiderseits der San Marino-Schwelle in Erscheinung getreten sein. Da

aber bei Massa Marittima in der Catena metallifera schon wieder Helvet (z. T. in klastischer Fazies) entwickelt ist, kann das junge Apenninfestland nur einen schmalen Rücken gebildet haben.

Inwieweit der schwache Sandgehalt der Helvetmergel in den Sabiner Bergen und an der Majella sowohl wie bei Trivento und Potenza von einer Hebungszone in der Tyrrhenis stammt, muß dahingestellt bleiben. Denn das alte Denudationsgebiet war im Helvet in der Tyrrhenis zum mindesten teilweise untergetaucht, wie die Mergelkalke auf der Insel Pianosa zeigen.

IV. Die subapennine Saumtiefe im Torton.

Die Randfazies.

Nordöstlich Firenzuola und zwischen Porretta und Bologna ist das Torton mergelig-sandig, gelegentlich auch konglomeratisch. Es wird am M. Grande südöstlich Castel S. Pietro d'Emilia [b 1] und am M. Vigese im Reno-Tal 300 m mächtig. Nach Südosten erstreckt sich die klastische Randfazies bis ins Casentino [b 2]. So wechsellagern am M. La Verna 70 m mächtige Konglomerate und Sandsteine mit sandigen Mergeln. Darüber liegt eine Erosionsdiskordanz. Im Hangenden stellen sich abermals Sandsteine ein. — Die Konglomerate des Torton sind recht grob. An der Straßenabzweigung von Chiusi in Casentino nach Pieve S. Stefano werden die Gerölle in den Konglomeraten cbm-groß. Es sind Sandsteine und Mergelkalke, die aus dem Oligozän oder der liguriden Oberkreide stammen. Kristalline Gerölle wurden nicht beobachtet. Das Abtragungsgebiet lag nah im Westen. Es war der Festlandsrücken des Apennins.

Die Torton-Konglomerate Umbriens sind dagegen der Schutt des tyrrhenischen Hochgebietes. So sind vom M. Deruta nördlich von Spoleto [c 4] seit langem Torton-Konglomerate bekannt. Die Gerölle erreichen oft 1 m im Durchmesser. Sie bestehen meist aus kristallinen Gesteinen, wie Biotitgraniten, Pegmatiten, Syeniten, Dioriten, Quarzuralitporphyren und Glimmerschiefern. Dazu kommen noch Kalke und Sandsteine (ANGELIS D'OSSAT & VERRI 1900). Diese Konglomerate sind in 8 m Mächtigkeit an der Mühle am L'Attone bei Bevagna und bei Savagno zwischen dem M. Deruta und M. Martano aufgeschlossen.

Weiterhin stellen sich Tortonkonglomerate bei Schifanoia ein. CHELUSSI (1914) gibt Glaukophan- und Granatglimmerschiefergerölle von Fiastra in der Nähe von Camerino [d 3] an. Ferner sind Torton-Konglomerate am Südostrand der Abruzzen beobachtet worden. Im Liri-Becken sind am Colle Grande nördlich Pico Kristallingerölle neben untergeordneten Kalkgeröllen in Sandsteinen des Torton eingebettet. Die Kristallingerölle erreichen einen Durchmesser von 40 cm.

Im Molise beobachtete man vielerorts große isolierte Kristallinblöcke, die vielleicht als Reste einer ehemaligen Torton-Bedeckung zu deuten sind. So findet man bei Torrella del Sannio [h 6] Granit-Blöcke (CHELUSSI 1914). Auch in der Nachbarschaft der Strada nazionale sannitica liegen Gerölle von Biotitgranit auf den Feldern verstreut. Die Granite ähneln nach CHELUSSI dem Kristallin Kalabriens und der Peloritaner Berge. In den Tälern des Laosento, Callagio und der Scava zwischen Lacedonia und Bisaccia [i, k 7] sind große Kristallingerölle ebenfalls nicht selten. Ferner wurden sie auf der Höhe zwischen Monteleone und Zungoli [i 7] und in der Umgebung von Campobasso [h 6] beobachtet. Bei S. Elia und bei Mancini [h 6] fand ich kopfgroße Granitgerölle. Ein Zusammenhang dieser Gerölle mit Sedimenten des Torton ist nicht nachzuweisen, aber wohl wahrscheinlich. Späterhin mögen diese „Restschotter“ nochmals umgelagert sein.

Die viele hundert Meter mächtigen Torton-Konglomerate von Belvedere (Nordkalabrien) werden fast ausschließlich von kristallinen Geröllen aufgebaut. Es ist der Schutt der kalabrischen Decke, die im Südapennin denudiert wurde. Dieses Denudationsgebiet des südlichsten Apennins war wahrscheinlich eine Insel, die der größeren Kalabrischen Insel im Norden vorgelagert war. Weisen doch auf der ionischen Seite bei Lungro und Rossano Konglomerate, Sande und Mergeltone auf eine Verbindung zu den Torton-Ablagerungen von Amantea auf der tyrrhenischen Seite hin. Die Meeresverbindung folgte der heutigen Crati-Senke.

Von Umbrien bis Nordkalabrien ist somit das Torton an der tyrrhenischen Seite konglomeratisch. Immer ist es reich an kristallinen Geröllen.

Das Torton der zentralapenninen Schwelle.

Auch die zentralapennine Schwelle wurde von der Tyrrhenis her mit Sand überschüttet. In den westlichen Abruzzen werden 350 m mächtige grobe Sandsteine und sandige Mergeltone abgelagert. In den Zentralabruzen vertreten dickbankige Sandsteine das Torton. Erst im Pescara-Tal schalten sich in die 250 m mächtigen Sandsteine Mergellagen ein (LOTTI 1926). Bei Spoleto [d 4] vertreten sandige Foraminiferenmergel das Torton (MARTINOTTI 1915). Dieser Fazies vergleichbar ist das „Miopliozän“ im Aniene-Becken, wo bei Carsoli und in den Sabiner Bergen [d, e 5] sandige Mergel und Kalksandsteine auftreten. Aber schon bei Cappadocchia (am oberen Liri) werden sie wieder konglomeratisch (SACCO 1907).

Die Querschwelle von San Marino.

Das Torton ist längs der Marecchia [c 2] sandig-mergelig und konglomeratisch. Fazies und Mächtigkeit ändern sich schnell. Am M. Fatogno bei Secchiano ist folgendes Profil aufgeschlossen:

30 m konglomeratische Sandsteine mit kopfgroßen Kalkgeröllen, kleineren Sandstein- und Hornsteingeröllen

30 m Mergelsande

40 m Sandsteine

Liegendes: Helvet.

Bei Montebello sind die Mergelsande und Sandsteine des Tortons etwas mächtiger. Bei San Marino ruhen 150 m mächtige Torton-Konglomerate unmittelbar auf Helvet. Ebenso überlagern nördlich der Marecchia (am Felsen von Scorticara) die Konglomerate des Tortons direkt die Lithothamnienkalke des Helvets.

Marecchia-aufwärts folgen am M. Perticara über den Lithothamnienkalken des Helvets zunächst 500 m mächtige Sandsteine und mergelig-sandige Tone. Sie gehen im Hangenden in lockere Sandsteine über. Diese werden ihrerseits von 600 m mächtigen konglomeratischen Sandsteinen überlagert. Die Gerölle werden kopfkroß und bestehen in der Hauptsache aus eozänen Mergelkalken, aber auch aus Sandsteinen und schwarzen Kalken. Kristalline Gerölle sind selten und werden höchstens nußgroß. CHELUSSI (1914) fand an der Marecchia-Brücke unweit Talamello in den Konglomeraten auch kleine Serpentin-, Diabas- und Porphyritgerölle. Über den Konglomeraten folgen bei Sogliano am Rubicon sandige Mergel mit Ligniten, die PRINCIPI (1925) auf Grund von Fossilfunden noch zum Torton stellt.

Die groben Konglomerate im Torton des Marecchia-Tales deuten auf die Nähe eines Denudationsgebietes. Der zentrale Teil der San Marino-Querschwelle dürfte als schmaler Rücken über den Meeresspiegel gestiegen sein (s. Abb. 15).

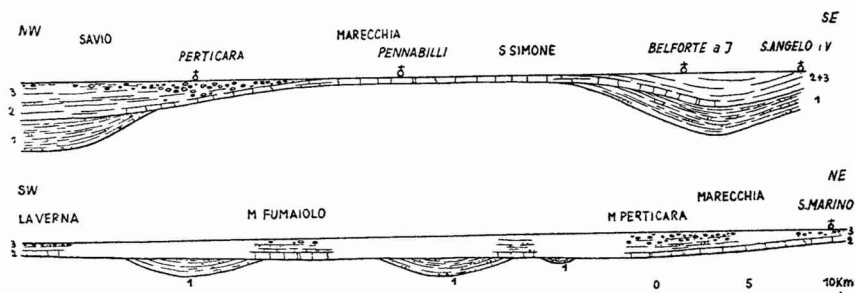


Abb. 15. Die S. Marino-Schwelle im Mittelmiozän.

1. Burdigal; 2. Helvet; 3. Torton.

Die S. Marino-Schwelle muß im Torton ständig gestiegen sein, sonst hätte sie nicht derart viel Detritus liefern können. Besonders im späteren Torton muß sie sich ruckartig aufgewölbt haben.

Nur so ist die plötzliche Schüttung der groben Konglomerate in den hangenden Teilen verständlich¹³⁾. Die vielen großen Eozänkalk-Gerölle zeigen, daß es das Gebiet des M. Carpegna war, das sich über den Meeresspiegel erhob. Die S. Marino-Schwelle ragte wohl nur als kleine Insel aus dem Meere heraus. Besteht doch schon am M. Fumaiolo das Torton wieder aus 450 m mächtigen glaukonitischen Kalksandsteinen und Sandsteinen, die arm an Geröllen sind.

Das Torton der Saumtiefe.

In der Romagna hat das Torton einen großen Anteil an den 1800—2500 m mächtigen Sandsteinen und Mergeln der zweiten Mediterran-Stufe. Zwischen Imola und dem Savio-Tal [b, c 1] schließt das Mittelmiozän wie am M. Perticara im Hangenden mit sandigen Mergeltonen und Ligniten sowie Konglomeratbänken ab (PRINCIPI 1928 a). Die Konglomerate werden bei Mercato Saraceno [c 2] und im Bidente-Tal [c 1] mehr als 40 m mächtig. Die bis kopfgroßen Gerölle bestehen aus Kalken.

Die Mächtigkeit des Mittelmiozäns in der Romagna weist darauf hin, daß sich die Saumtiefe im Torton am M. Perticara heraushebt. Jenseits der S. Marino-Schwelle werden graublau gut geschichtete Sandsteine mit Mergelzwischenlagen über dem Helvet wieder viele hundert Meter mächtig. An der Serra Maggio [c 2] und bei Urbino treten die Mergel zurück. Es stellen sich 650 m mächtige feste Sandsteine ein. Im südöstlichen Fortstreichen hat das Torton einen großen Anteil an den 2200 m mächtigen mergeligen Sandsteinen im Tronto-Tal westlich Ascoli Piceno. Die Saumtiefe dürfte sich im Torton östlich um die Abruzzen herumziehen. Denn noch im Molise beträgt die Mächtigkeit der Sandsteine des Torton-Sarmats 1200 m.

Bei Ancona hebt sich die Saumtiefe wieder heraus. Das Mittelmiozän wird dort ca. 500 m mächtig. Die Saumtiefe bildete also nur eine schmale Rinne zwischen dem Anti-Apennin (M. Conero bei Ancona) und dem Apennin.

Ergebnis.

Im Torton wird die Detritus-Schüttung des tyrrhenischen Hochgebietes noch einmal sehr kräftig. Auch die Zentralapennine Schwelle wird mit Sanden bedeckt. Das kleine nordapennine Fest-

13) An der Marecchia-Brücke unterhalb des M. Fatogno ist das unvermittelte Einsetzen der groben Konglomeratschüttung über den feinsandigen Mergeln gut zu beobachten.

land lieferte gleichfalls Schutt. Dazu gesellen sich noch zeitweise als Denudationsgebiete Teile der Zentralapenninen Schwelle.

Die Saumtiefe wird durch den schmalen Festlandsrücken der S. Marino-Schwelle in zwei Spezialbecken gegliedert. In ihnen werden die Sedimente über 1000 m mächtig. Die Saumtiefe begleitet die Abruzzen und erstreckt sich bis zum Molise.

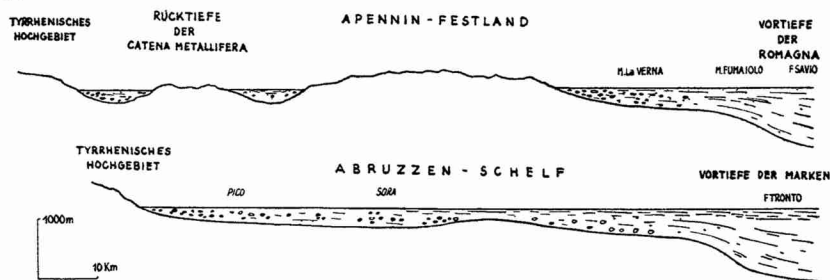


Abb. 16. Fazies-Profile durch die Vortiefe des Torton.

Fein punktiert = Sandsteine; grob punktiert = Kristallinkonglomerate; Kreise = Gerölle von Sedimentgesteinen; wagerechte Striche = Mergel und Tonlagen.

Im Westen wird die Saumtiefe von den sedimentliefernden Hochgebieten durch einen „Schelf“ getrennt, auf dem geringmächtige grobkörnige Sandsteine abgelagert werden.

V. Die Saumtiefe im Sarmat.

Die Randfazies.

Die Abtragungsprodukte eines nahen Festlandes sind im Sarmat längs der Po-Senke und Adria gelegentlich beobachtet. So enthält das Sarmat südwestlich Parma (zwischen Stirone und Taro) grobe Konglomeratlagen. Ferner ist eine feinklastische Entwicklung des Sarmats aus den Marken bekannt. Z. B. ist am Tronto und Vomano [e, f 4] das Sarmat in der mehr als 2200 m mächtigen Serie des „Miopliozäns“ als toniger Sandstein entwickelt. Dabei keilen die Sandsteinbänke nach Süden und Osten allmählich aus, so daß die mergelig-tonigen Lagen sich zusammenschließen. Am M. Ulive, am Ostrand des Gran Sasso und an der Majella [f, g 5] stellen sich Konglomerate mit faustgroßen Kalkgeröllen ein. Sie stammen aus der Kreide und dem Eozän der Abruzzen.

Weiter südlich finden sich im Sarmat von Pietraroia im Matese und in der Macchia Valfortore im Molise [h 6] Sandsteine und Mergeltone mit 0,6 m großen Geröllen von Graniten und bräunlichen Kalken¹⁴⁾, die wohl aus dem Lias stammen (Sacco 1907).

14) Ob die kristallinen Gerölle noch direkt vom tyrrhenischen Hochgebiet

Auch im mittleren Sangro-Tal ist das obere Miozän überwiegend sandig. Ebenso sind im Südosten des Molise die Foraminiferenkalke des Sarmats bei Civita Campomarano und im Valfortore [h 6] reich an sandigen Einschaltungen. Daneben treten aber auch schon Tone und Mergel und etwas Gips auf.

Somit sind die westlichen Sarmat-Vorkommen von der Po-Ebene bis zum Molise klastisch entwickelt. Die Konglomerate längs der Abruzzen und im Molise zeigen, daß der Zentralapennin dem nordapenninen Festland angegliedert ist.

Die Beckenfazies.

Dunkle bituminöse Mergel und Tone vertreten das Sarmat adriawärts. Sie sind reich an Gipseinschaltungen, die bei Tossignano südwestlich Imola [b 1] in der „Vena di Gesso“ 150 m mächtig werden. Gelegentlich enthalten die Sarmat-Tone auch Lignit- und Braunkohlenschmitzen. Die Beckensedimente des Sarmat wurden im allgemeinen 400—500 m mächtig, während die Randfazies westlich Ascoli Piceno [f 4] und Agnone [g 6] infolge der Detrituszufuhr vom nahen Apennin festland wohl noch mächtiger ist.

Die San Marino-Querschwelle ist im Sarmat nicht mehr nachzuweisen. Überall ist hier das Sarmat in eintöniger Beckenfazies entwickelt. Diese läßt sich nach Südosten über Ascoli Piceno, wo die gipsführenden Mergeltone nach Westen in die klastische Randfazies übergehen, und über die ca. 400 m mächtigen Mergeltone des Pescara-Tales [g 5] durch das östliche Molise bis zur Basilicata und zum Ionischen Meer verfolgen.

So besteht das Sarmat zwischen Gissi und Trivento und in der Basilicata aus graublauen gipsreichen Mergeltonen, die Lignite enthalten. Bei S. Barbara—Gissi sind auch Diatomeen-Sedimente mit Fischresten nachgewiesen worden. Bei Melfi finden sich wieder Braunkohlenschmitzen. Bei S. Mauro Forte, Stigliano, Armento, Corleto Perticara [19], im oberen Cervaro-Tal und im Basento-Tal treten größere Gipslinsen auf.

Das Sarmatbecken hat sich im Südapennin weit nach Westen erstreckt. Ist doch bei Paternopoli und Altavilla [h, i 7] das Sarmat noch in Beckenfazies mit bituminösen Tonen mit Gipslinsen und Braunkohlenschmitzen entwickelt. Auch bei Neapel, Avellino und Foggia ist das Sarmat nirgends gröber klastisch ausgebildet. Ebenso ist das Sarmat bei Salerno [h 8] tonig-mergelig. Darum dürfte das Sarmatbecken östlich des Apennins zwischen Foggia

abzuleiten sind, sei dahingestellt. Wahrscheinlich liegen sie im Sarmat auf sekundärer Lagerstätte, da die zahlreichen Kalkgerölle auf ein Festland deuten, welches die Saumtiefe von der Tyrrhenis trennt.

und Neapel mit dem Sarmatbecken der Tyrrhenis in Verbindung gestanden haben. Das tyrrhenische Hochgebiet war untergetaucht. Finden sich doch längs der tyrrhenischen Küste nirgends kristalline Gerölle oder Sandsteine im Sarmat.

Ergebnis.

In der subapenninen Saamtiefe entstehen im Sarmat 400—500 m mächtige bituminöse gipsführende Tone. In gleicher Fazies und Mächtigkeit erstrecken sie sich von der Po-Ebene bis zum Ionischen Meer. Diese Vortiefe hatte durch die „Straße von Neapel“ Verbindung mit der tyrrhenischen Rücktiefe.

Das Apennin-Festland ist größer geworden. Von der Po-Senke bis zum Molise läßt sich die klastische Randfazies verfolgen. Im Südapennin greift Sarmat vom Molise bis zur östlichen Basilicata und bis zum Ionischen Meer in einen Raum über, in dem das ältere Miozän bereits abgetragen oder gar nicht abgelagert war.

VI. Die subapennine Vortiefe im Pont.

Im Pont haben sich die paläogeographischen Verhältnisse kaum geändert. Längs der Po-Ebene ist das Pont in gleicher Ton-Mergel-Fazies wie das Sarmat entwickelt. Die Fauna ist limnisch-brackisch. Im Hangenden schließt das Pont mit Konglomeraten ab. Solche sind auch weiter im Südosten im Savio-Tal [c 1] zu beobachten, wo bei Rivoschio, Voltre, zwischen S. Donato und Marazzana sowie südwestlich Perticara auf graue Mergeltone Kalkkonglomerate und Sandsteine des Ponts folgen. Auch bei Pietrafagna [d 2] ruhen auf der Südseite der alten S. Marino-Schwelle auf dem Sarmat mergelige Schiefertone, Sande und schließlich Konglomerate. Die Gerölle sind etwa faustgroß. Sie bestehen aus den Eozänkalken des M. Carpegna und mittelmiozänen Kalksandsteinen, sowie aus roten und grünen Hornsteinen der Argille scagliose. Die Konglomerate zeigen, daß die S. Marino-Schwelle ungefähr in ihren heutigen Umrissen im Pont bestanden hat. Die bunten Tone des Marecchia-Tales haben damals schon zum Teil freigelegen.

Weiter im Südosten dürfte das Pont bei Fossombrone und besonders bei Pesaro [d 2] durch ca. 50 m mächtige Konglomerate vertreten werden. Unterhalb Ascoli Piceno enthält eine mächtige konkordante Schichtfolge unten Fossilien des Sarmat, oben solche des Piacentins (Sacco 1931). In ihr dürfte auch das Pont enthalten sein, und zwar in Mergelfazies. — Im unteren Pescara-Tal [f 5] werden graue Mergeltone von 10 m mächtigen Konglomeraten über-

lagert. Bei Campobosso [h 6, 7,] mögen am M. Vairo mehr als 100 m mächtige Konglomerate über dem Miozän dem Pont angehören.

Ergebnis.

Eine weitere Aufwölbung des Apennins führte zu einer Regression des Vortiefenmeeres im Pont. Die Sedimente erreichen, soweit es sich feststellen läßt, nirgends eine größere Mächtigkeit.

VII. Die subapennine Vortiefe im Piacentin.

Die Randfazies.

Im Piacentin wächst abermals das apennine Festland, das Meer nach Nordosten zurückdrängend. Wieder läßt sich eine klastische Randfazies entlang dem Apennin verfolgen. So ist das Piacentin in der Emilia bei Sasso südwestlich Bologna sandig-konglomeratisch. Es gliedert sich folgendermaßen:

Hangendes
200 m konglomeratische Sandsteine
250 m sandig-mergelige Tone
250 m Sande und Sandsteine.

In den konglomeratischen Sandsteinen finden sich bei Sasso [a 1] kopfgroße Gerölle von ligurider Oberkreide, Miozänmergeln, Serpentin und Sandstein. Auch im Sillaro-Tal liegen am Colle Varano bei S. Lucia—Castel S. Pietro d'Emilia [b 1] in den Sanden des Piacentins große Sandsteinblöcke aus dem Torton des M. Grande. Bei Regnano di sotto ist das Piacentin noch grobsandig. Aber nach Nordosten keilen die klastischen Einschaltungen ähnlich wie bei Sasso in den Mergeltonen bald aus.

Die konglomeratische Randfazies des Piacentins ist weiter südlich erst wieder in den Marken [d 2] und am M. Ascensione bei Ascoli Piceno [f 4] erhalten. Dort werden mergelige Piacentin-Tone von ca. 700 m mächtigen konglomeratischen Sandsteinen überlagert. Längs der Abruzzen und im Molise bei Atessa, Casoli, Civitella Messer Raimondo [g, h 5], Penne und bei Conzano in der Umgebung von Teramo [f 4, 5] deuten sandige Austernbänke in den Mergeltonen küstennahe Flachwasserablagerungen an. Auch bei Bovino ist das Piacentin konglomeratisch¹⁵⁾, ebenso bei Lacedonia.

15) Es enthält dort auch kristalline Restschotter, die wohl aus aufgearbeiteten oligozänen bzw. miozänen Konglomeraten stammen. Beweist doch das starke Überwiegen der Kalkgerölle, daß das Apennin-Festland das sedimentliefernde Hochland gewesen ist und nicht mehr das tyrrhenische Hochgebiet.

In der Basilicata greift das Piacentin weit über den Flysch-Apennin über. Die Küste mit ihren sandig-konglomeratischen Ablagerungen lag erst am Kalkapennin. Zwischen Benevent und Avellino und im oberen Ofanto-Tal [h 7—i 8] wird das Piacentin von mächtigen Sanden und Konglomeraten vertreten. Aber nur eine schmale Festlandsbarre (von den Picentiner Bergen über den M. Partenio und M. Tamburno zwischen Neapel und Caserta einerseits und Benevent—Avellino andererseits) trennt die „Adria“ vom „Tyrrhenischen Meer“. Die Bucht von Avellino—Benevent ist der letzte Rest der Neapolitanischen Straße.

Bei Potenza [k 8] besteht das Piacentin aus pectenreichen Sanden und Mergeln und blauen Tönen. Die Basalkonglomerate des Piacentins, das am Basento 300—400 m mächtig wird, enthalten ausschließlich Gerölle mesozoischer Kalke. In den Sanden des unteren Agri-Tales und Sinni-Tales werden konglomeratische Einschaltungen zum Kalkapennin immer häufiger. Auch die Crati-Senke wird von piacentinen klastischen Ablagerungen umsäumt. Sila und kalabrische Küstenkette waren also schon Festland.

Die Beckenfazies.

An die konglomeratisch-sandige Fazies des Piacentins schließt sich im Osten eine tonig-mergelige Zone. Sie läßt sich von Voghera bis zum Ionischen Meer verfolgen. Ihre Sedimente werden fast überall im Subapennin sehr mächtig. So sind südlich Piacenza bei Carpaneto die Piacentin-Tone bei 1400 m noch nicht durchbohrt worden. Zwischen Sasso und Bologna [a 1] erreicht das Piacentin eine Mächtigkeit von 1100 m. In der Romagna und in den nördlichen Marken dürften die Mergeltone des Piacentins 500 m mächtig werden, — zwischen dem M. Ascensione bei Ascoli Piceno und der Adria sogar 1500 m.

In der Basilicata greift die Beckenfazies des Piacentins weit nach Westen über. So sind noch 650 m mächtige Mergeltone bei Ariano Irpino [i 7] aufgeschlossen. Die Mergeltone des Piacentins lassen sich längs des Ostrandes des südlichen Kalkapennins verfolgen. Im mittleren Agri- und Sinni-Tal verbindet sich das Piacentin von Latronico mit den Mergeltonen der Crati-Senke. Im Molise und zwischen dem Flysch-Apennin und Apulien erreicht das Piacentin in der Apulischen Rinne eine Mindestmächtigkeit von 300—500 m.

Ergebnis.

Die klastische Randfazies des Piacentins ist auf den Fuß des apenninen Festlandes beschränkt. Sie erstreckt sich vom mittleren Reno-Tal längs des Außenrandes des umbrischen Kalkapennins über Ascoli Piceno und die Kalkabruzen durch das Molise bis Benevent. Die Neapolitanische Straße wurde im Piacentin geschlossen. Längs des südlichen Kalkapennins weisen Konglomerate und Sandsteine auf ein westliches Hochgebiet.

Im Osten gehen die Konglomerate und Sande in die Mergel und Tone des Beckeninneren über. Sie werden mehr als 1000 m mächtig. Die Hauptsenkung erfolgte in der subapenninen Saamtiefe dicht vor dem aufsteigenden Apennin-Festland.

VIII. Die subapennine Saamtiefe im Asti.

Erneute epirogene Aufwärtsbewegung des Apennins führte im Asti zu einer Regression des Meeres. Sie zeigt sich besonders in den Faziesverhältnissen. Denn das Asti besteht durchweg aus litoralen Sanden und Konglomeraten, die im Subapennin 100—200 m mächtig werden.

Östlich der Majella [g 5] besteht das Asti aus 100 m mächtigen austernreichen Mergelsanden, die bei Guardiagrele, Lanciano und Ortona reich an Kalkgeröllen sind. SACCO (1930) deutet die Konglomerate wohl mit Recht als Schotter, die die Sturzbäche von der Majella herabbrachten. Allmählich verlandeten diese Deltas, so daß die marinen Konglomerate im Hangenden in fluviatile Schotter mit Wirbeltierresten der Villafrancha-Stufe übergehen.

Die geringmächtigen randnahen Asti-Sedimente am Rande des Nord- und Zentralapennins können nicht als Vortiefen-Sedimente gewertet werden. Die entsprechenden Beckenablagerungen sind nicht der Beobachtung zugänglich.

Bei Melfi [k 8] ist das Asti sandig-konglomeratisch. Kristalline Gerölle herrschen vor. Die Asti-Sande ähneln in der Basilicata petrographisch den oligozänen Sandsteinen. Sie dürften aus ihnen durch Umlagerung hervorgegangen sein.

Die Mächtigkeit der Asti-Konglomerate nimmt nach Nordwesten zu. Sie beträgt nach W. DEECKE (1891) bei Melfi—Venosa nur 60 m. Sie steigt bei Aquilonia [i 7] auf 150 m, bei Andretta [k 8] auf 200 m und erreicht bei Ariano Irpino [i 7] 300 m.

Auch im Südapennin sind keine Beckenablagerungen des Asti bekannt. Darum sind tektonische Schlußfolgerungen auf die Entwicklung der subapenninen Saamtiefe nicht möglich.

Ergebnis:

Die Entwicklung der jungtertiären Saamtiefe.

Die mehrere tausend Meter mächtigen Sedimente des subapenninen Jungtertiärs sind in einer Saamtiefe am Fuße des aufsteigenden Apennin-Festlandes entstanden.

Die subapennine Saamtiefe wird im Nordapennin im Oligozän angelegt. Die oligozänen Sedimente sind dort in einem Raum abgelagert, der zwischen dem Flysch- und Molasse-Trog sozusagen den Übergang bildet. Die Verbreitung der Oligozän-Sedimente läßt noch eine Fortentwicklung des eozänen Flysch-Trogges erkennen, während die tonige Fazies und die große Mächtigkeit längs der Po-Ebene auf eine Beckenverlagerung nach Osten hinweisen.

Im Burdigal entsteht die Saamtiefe der Romagna und der Marken. Der größte Teil dieses Trogges hat seinen Detritus noch vom tyrrhenischen Hochgebiet erhalten.

Im Helvet tritt zum ersten Mal ein sedimentlieferndes Festland im nordwestlichen Apennin in Erscheinung. Die Saamtiefe wird durch die Querschwelle von S. Marino in zwei Spezialbecken gegliedert. Das tyrrhenische Hochgebiet sinkt und ist im Helvet wenigstens teilweise Sedimentationsgebiet.

Erst im Torton schüttet wieder das alte tyrrhenische Hochgebiet seinen Detritus in den apenninen Sedimentationsraum, wie die weitverbreiteten Kristallinkonglomerate zeigen. Teile der Abruzzen und der Catena metallifera liefern vorübergehend Schutt. Auch die S. Marino-Querschwelle hebt sich im Torton als kleine Insel heraus. Die Saamtiefe erstreckt sich im Torton nach Südosten bis zum Molise.

Im Sarmat werden weite Teile des Apennins Festland. Darauf weisen die Geröllablagerungen längs der Abruzzen und im Molise hin. Zwischen Neapel und Foggia fehlen dagegen klastische Sedimente. Durch die „Neapolitanische Straße“ hatte das Meer der Vortiefe Verbindung mit dem Meer der Tyrrhenis. Denn das dortige Hochgebiet war offenbar untergetaucht, wie das Fehlen von Sandschüttungen im Sarmat zeigt. — Die Saamtiefe sank im Sarmat nur wenig. Dagegen verbreiterte sie sich, und zwar besonders im Molise.

Während schon die Sedimente des Sarmats auf zeitweilige Trockenlegung des Meeres weisen, tritt im Pont eine starke Regression des Meeres ein. Es zieht sich in die Außenzonen des Apennins zurück, von wo lakustre — bzw. litorale (vorwiegend klastische) Ablagerungen bekannt sind.

Im Piacentin stößt das Meer wieder apenninwärts vor. Doch wurde die Küstenlinie des Sarmats auf der Adriaseite nicht erreicht, wie die randnahen Ablagerungen bei Bologna und Ascoli Piceno zeigen. Nach den Konglomeraten und Sanden von Avellino und Benevent zu urteilen, schloß sich im Piacentin die Neapolitanische Straße. Damit erscheint zum ersten Male der gesamte Apenninbogen von den Alpen bis Kalabrien als einheitliches Festland. An der adriatischen Seite ist ihm die subapennine Saumtiefe vorgelagert, in der die Piacenton-Tone weit über 1000 m mächtig werden.

Das Asti ist wieder in regressiver Fazies mit Sanden und Konglomeraten entwickelt. Trotzdem bleibt die Sedimentation noch mehr oder weniger im piacentinen Sedimentations-Raum bestehen.

Seit dem Helvet hebt sich also der apennine Festlandsrücken im Südosten mehr und mehr heraus. Er wächst im Torton von Nord-Toskana über die Catena metallifera bis zu den west-

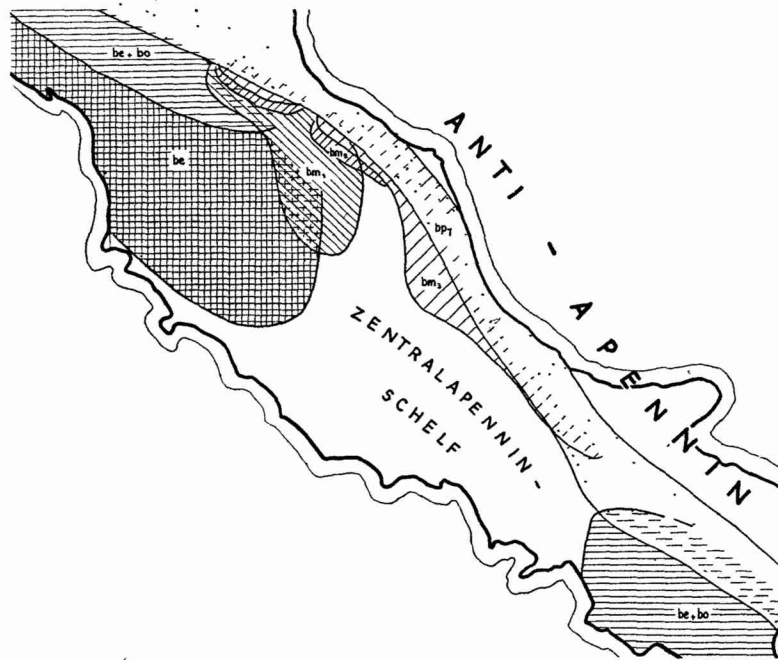


Abb. 17. Die Verlagerung der Senkungsfelder im Tertiär.

Die alttertiären Flyschtröge verschmelzen im Jungtertiär zur subapenninen Saumtiefe. Dabei wandert die Senkung adriawärts.
 be Eozän; bo Oligozän; bm 1 Burdigal; bm 2 Helvet; bm 3 Torton; bp 1 Piacentin.