

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 61 (1968)
Heft: 1

Artikel: Die tektonischen Einheiten des Nordapennins
Autor: Reutter, Klaus-J.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163589>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 20.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Die tektonischen Einheiten des Nordapennins

von KLAUS-J. REUTTER

Geologisch-Paläontologisches Institut, Freie Universität Berlin

mit 6 Figuren im Text und 4 Tafeln (I–IV)

ZUSAMMENFASSUNG

Im Nordapennin, dem Bereich zwischen Penninikum im NW und den Abruzzen im SE, lassen sich mehrere Faziesräume erkennen: Ligurikum, Emilianikum, Toskanikum und Umbro-Marken-Zone. Im Laufe der Orogenese wurden die Gesteine dieser Faziesräume in mehrere tektonische Einheiten zerlegt. Man kann unterscheiden: 4 Ligurische Einheiten (Liguriden I–IIIa), 5 Emilianische Einheiten (Emilianiden I–V), 2 Toskanische Einheiten (Toskaniden I, II) und 1 Umbro-Markische Einheit. Dazu kommen noch einige kleinere Einheiten, die zum Teil nicht genau einem der grossen Gebiete zugeordnet werden können. Der Schichtbestand dieser Einheiten wird kurz dargelegt und ihre tektonische Stellung besprochen. Als Autochthon können nur die Toskaniden I und die Umbro-Markiden angesehen werden, alle anderen Einheiten sind allochthon. Aus ihrer Stratigraphie und ihrer heutigen tektonischen Stellung können Rückschlüsse auf die paläogeographische Anordnung gezogen werden, deren verschiedene Möglichkeiten dargelegt werden. Besonders die Frage, ob die Emilianiden einem selbständigen, externen Trog entstammen oder ein Teil der Liguriden sind, wird diskutiert. Für beide Möglichkeiten gibt es Hinweise, doch steht eine endgültige Klärung dieser Frage noch aus.

RIASSUNTO

Nell'Appennino settentrionale, tra la Pennide a NW e gli Abruzzi a SE si possono riconoscere quattro zone a facies diverse: zona ligure, zona emiliana, zona toscana e zona umbro-marchigiana. Nel corso dell'orogenesi i terreni di queste zone si scomposero in parecchie unità tettoniche di varie dimensioni. Sono state individuate: 4 unità liguri (Liguridi I–IIIa), 5 unità emiliane (Emilianidi I–V), 2 unità toscane (Toscanidi I–II) e 1 unità umbro-marchigiana. Oltre queste appaiono delle altre unità più piccole che in parte non possono essere attribuite con certezza a queste zone. Mediante le serie stratigrafiche delle unità, le loro posizioni tettoniche e i loro rapporti reciproci viene tentato di ricostruirne la distribuzione preorogenetica, le cui possibilità diverse sono esposte. In particolare si discute se le Emilianidi possono essere derivate da un bacino eugeosinclinale situato in origine a NE di quello toscano oppure se esse non sono che altre unità liguri scivolate più lontano verso NE delle Liguridi s. str. I fatti geologici sono compatibili con tutte e due le ipotesi e non c'è ancora una soluzione definitiva del problema.

SUMMARY

In the Northern Apennines, that is the mountain range between the alpine Penninic zone in the NW and the Abruzzi in the SE, four facies belts can be recognized: The Ligurian zone, the Emilian zone, the Tuscan zone, and the Umbro-Marchesan zone. During orogenesis the formations of these zones became decomposed into several tectonic units. There can be distinguished: 4 Ligurian units (Ligurides I–IIIa), 5 Emilian units (Emilianides I–V), 2 Tuscan units (Toscanides I–II), and 1 Umbro-Marchesan unit. Moreover some smaller units are occurring which cannot be attributed to one of these facies zones with certainty. The stratigraphic series of the units and their tectonic

features are pointed out. Only the Toscanides I and the Umbro-Marchides can be considered autochthonous, all the other units are allochthonous. Stratigraphy and actual tectonic position permit to deduce a pattern of their paleogeographic distribution of which several possibilities are shown. Especially the question is discussed whether the Emilianides can be derived from an extern trough originally situated in the NE of the Toscanides and Ligurides, or whether they are a part of the Ligurides which glided farther to the NE than the Ligurides in the strict sense. For both the possibilities there are indications, but a definite solution of the problem is still lacking.

RÉSUMÉ

Dans l'Apennin septentrional, c'est-à-dire les montagnes entre les Pennides au NW et les Abruzzes au SE, on peut reconnaître plusieurs zones paléogéographiques: la zone ligure, la zone émiliante, la zone toscane et la zone des Ombro-Marches. Au cours de l'orogenèse, les roches de ces zones furent décomposées en diverses unités tectoniques. On peut distinguer: 4 unités liguères (Ligurides I-IIIa), 5 unités émiliennes (Emilianides I-V), 2 unités toscanes (Toscanides I-II) et 1 unité ombro-marchide. En outre il y a quelques autres petites unités dont une partie ne peut pas être attribuée avec certitude à ces zones paléogéographiques. Les séries stratigraphiques des unités et leurs positions tectoniques permettent une reconstitution de leurs dispositions paléogéographiques pré-orogenétiques. En particulier il est discuté, si les Émilianides peuvent être dérivées d'un sillon externe situé à l'origine au NE des Toscanides et des Ligurides ou si elles ne sont qu'une partie des Ligurides glissée plus loin que les Ligurides s. str. Les connaissances actuelles offrent des indices en faveur de l'une et de l'autre possibilité et il n'y a pas encore de solution définitive.

INHALTSVERZEICHNIS

Historischer Überblick	185
Zum Begriff «Tektonische Einheit»	186
Die einzelnen tektonischen Einheiten des Nordapennins	186
Die Toskaniden	186
Die Toskaniden I	187
Die Toskaniden II	187
Toskanische Untereinheiten	188
Der Cerreto-Sandstein	189
Die Liguriden	189
Die Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I)	191
Die Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II)	191
Die Ligurische Ophiolith-Einheit (Lig. III)	193
Die Antola-Einheit (Liguriden IIIa)	194
Tektonische Einheiten problematischer Zuordnung zu Liguriden oder Emilianiden	196
Die Dosso-Einheit	196
Der M. Morello-Komplex	197
Die «Pietraforte» der Toskana	197
Die Emilianiden	197
Die Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)	198
Die Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)	203
Die Einheit des Innerapenninen Tonriano (Emilianiden III)	205
Die Cassio-Einheit (Emilianiden IV)	206
Die Sporno-Einheit (Emilianiden V)	207
Die Umbro-Markiden	208
Betrachtungen zur paläogeologischen Anordnung der tektonischen Einheiten	209
Die ursprüngliche Anordnung der Toskaniden	210
Die Herkunft der Liguriden	212
Die Herkunft der Emilianiden II, III, IV und V	213
Die Bedeutung der Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit)	215
Zur Hypothese eines Emilianischen Aussentroges	218
Schlussbemerkung	220

HISTORISCHER ÜBERBLICK

Die im Verlauf der letzten zehn Jahre im Nordapennin so zahlreich durchgeföhrten geologischen Untersuchungen haben eine grosse Menge neuer, teilweise überraschender Ergebnisse gebracht. Es zeigte sich, dass die vorhandenen Hypothesen zum geologischen Bauplan des Gebirges dadurch nicht ohne weiteres bestätigt werden konnten. Die neugewonnenen Daten verwirrten vielmehr das Bild eher, als dass sie zu einer endgültigen Lösung des Problems Nordapennin beitrugen. Noch nicht einmal die Frage, was hier als autochthon und was als allochthon anzusehen ist, kann heute in jedem Fall präzise beantwortet werden, und ebenso kann man immer noch geteilter Meinung darüber sein, wieviel Decken es gibt und woher sie kommen. In stratigraphischer Hinsicht weiss man jetzt allerdings sehr gut Bescheid, so dass nur noch wenige Serien existieren, deren Alter umstritten ist. Damit war es auch möglich, das Alter der tektonischen Bewegungen gut zu fixieren.

Seit Beginn der geologischen Erforschung des Nordapennins haben sich die Vorstellungen von seinem tektonischen Bauplan stetig gewandelt. Zunächst wurden alle Gesteine für autochthon gehalten und Unstimmigkeiten der Biostratigraphie mit lokalen Komplikationen erklärt (ZACCAGNA, LOTTI, SACCO u. a. in verschiedenen Arbeiten zwischen 1880 und 1930, s. Lit.-Verz. WIJKERSLOOTH 1934). Im Jahre 1907 erkannte STEINMANN den Deckenbau und stellte fest, dass ein Toskanisches Autochthon von einer Ligurischen Decke überlagert war. Über die Herkunft der Decke gab es bald zwei Ansichten. Während STAUB (1932, 1933 und 1951) und ROVERETO (1929–31 und 1939) sie aus dem NE des Gebirges beziehen wollten, war die Mehrzahl der Geologen einschliesslich STEINMANN von der Herkunft aus dem Raum der heutigen Tyrrhenis überzeugt. 1917 fand man heraus, dass das scheinbar autochthone Toskanikum in sich ebenfalls einen Deckenbau aufwies (LENCEWICZ 1917). Bei TEICHMÜLLER (1935), BEHRMANN (1936) u. a. wird der Stil des Deckenbaus im Apennin noch als dem Stil der Alpendecken entsprechend angesehen, aber schon bei ANELLI (1923, 1938), DE WIJKERSLOOTH (1934) und vor allem bei MERLA (1952, 1957) wird für den Transport der Decken mehr die Schwerkraft als ein horizontaler Schub verantwortlich gemacht. Etwa seit dem Jahre 1957 weiss man, dass es nicht nur eine, sondern mehrere allochthone Ligurische Komplexe gibt, die auf dem Toskanikum liegen (ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und TREVISAN 1961 u. a.).

Die weit verbreitete Vorstellung der Überlagerung der Toskaniden durch Ligurische Decken blieb jedoch nicht unwidersprochen. So hielten z. B. LIPPARINI (1944), GORTANI (1956), DE SITTER (1956) und RICHTER (1960, 1963) weite Teile der als Ligurisch angesehenen Deckenmassen, vor allem im emilianischen Apennin für parautochthon oder autochthon. Eine weitere Hypothese, gewissermassen eine Kombination der Ideen von Autochthonie und Allochthonie des Ligurischen Materials wurde 1964 von REUTTER und SAMES vorgebracht. Danach wird das Gebiet der Toskanischen Fazies, das im Bereich des Apennins nach NW ein primäres Ende finden soll, im NE von einem Emilianischen Trog und im SW von dem Ligurischen Trog begrenzt, die sich beide nach Verschwinden des Toskanikums miteinander vereinigen. Im Laufe der Orogenese hätte sich dann ein kompliziertes System von Decken und Schuppen gebildet.

Vor kurzer Zeit wurde von BALDACCI, P. ELTER, GIANNINI, GIGLIA, LAZZAROTTO, NARDI und TONGIORGI (1967) und G. ELTER, P. ELTER, STURANI und WEIDMANN (1966) ein Schema der orogenetischen Entwicklung des Apennins gegeben, das wiederum nur Überschiebungen von SW her vor sieht, wobei aber versucht wird, den letzten stratigraphischen und tektonischen Erkenntnissen Rechnung zu tragen. Die Toskanische Decke, deren Ausdehnung gegenüber vorhergehenden Ansichten wesentlich vergrössert ist, wäre erst im Torton auf den Randbereich der Umbro-Markiden vorgestossen, nachdem sie während früherer tektonischer Phasen mit verschiedenen Ligurischen Decken beladen worden war.

In den verschiedenen nacheinander und nebeneinander gebildeten Anschauungen ist deutlich eine Tendenz zu erkennen: Das sich ständig erweiternde geologische Wissen führte nicht zu einer einfachen Klärung des Bauplans, sondern zur Aufdeckung

von Unstimmigkeiten und neuen Problemen. Man kann daraus entnehmen, dass die geologischen Anlagen und die tektonischen Vorgänge wesentlich komplizierter sind, als zunächst angenommen wurde.

ZUM BEGRIFF «TEKTONISCHE EINHEIT»

Es soll hier versucht werden, den Bau des Nordapennins durch eine Betrachtung und Gliederung seiner einzelnen Bausteine, der «Tektonischen Einheiten», aufzuhellen. Unter einer «Tektonischen Einheit» wird eine Gesteinsserie verstanden, die bei einem weitgehend gleichbleibenden stratigraphischen Aufbau stets denselben tektonischen Stil und stets dasselbe tektonische Verhalten in Bezug auf andere Einheiten zeigt. Es lassen sich so mehrere Gesteinskomplexe herausstellen, die auf bestimmte Zonen des Gebirges beschränkt sind und eine meist weite, streichende Erstreckung gegenüber einer wesentlich geringeren Ausdehnung senkrecht zum Streichen besitzen. Der beschreibende Begriff «Tektonische Einheit» ist nicht gleichbedeutend mit dem genetischen Begriff «Decke»; denn während man unter «Decke» einen Gesteinskomplex versteht, der einen beträchtlichen horizontalen Verschub erfahren hat, dessen Weite und Richtung meist in der Benennung angedeutet werden, kann die «Tektonische Einheit» auch autochthon oder paraautochthon sein. Eine «Tektonische Einheit» entspricht nicht einem «Sedimentationsraum» oder einer bestimmten paläogeographischen Zone, da aus solchen Gebieten mehrere «Tektonische Einheiten» stammen können, deren Material ursprünglich nebeneinander oder übereinander angeordnet war.

Die «Tektonische Einheit» ist also durch keinerlei genetische Deutung vorbelastet. Hat man ein Gebirge in seine tektonischen Einheiten gegliedert und diese näher untersucht, so kann man diese Elemente für die Rekonstruktion der Paläogeographie und des Ablaufs der Gebirgsbildung entsprechend den verschiedenen Hypothesen zusammensetzen und deren Wahrscheinlichkeit damit überprüfen.

DIE EINZELNEN TEKTONISCHEN EINHEITEN DES NORDAPENNINS

Nach lithologischen Ähnlichkeiten und nach stratigraphischen und räumlichen Beziehungen kann man die tektonischen Einheiten zu grösseren Gruppen zusammenfassen, die die paläogeologischen Zusammengehörigkeiten wiedergeben. Insgesamt lassen sich im Nordapennin zwischen dem Penninikum im NW und den Abruzzen im SE vier solche Gruppen unterscheiden, die nach den verschiedenen Regionen Italiens als

- | | |
|---------------|-------------------|
| 1. Liguriden | 3. Emilianiden |
| 2. Toskaniden | 4. Umbro-Markiden |

bezeichnet worden sind. Die tektonische Stellung der Einheiten dieser vier Gruppen, ihre stratigraphische Reichweite und ihre mögliche paläogeographische Einordnung sollen im folgenden erörtert werden (Taf. I, II, III). Da die Toskaniden das zentrale Gebiet des Nordapennins bilden, auf das Einheiten der anderen Gruppen überschoben sind, wird mit ihrer Besprechung begonnen.

Die Toskaniden

Ihrer Bezeichnung entsprechend, sind die Toskaniden fast ausschliesslich auf das Gebiet der Toskana beschränkt. Die überwiegend kalkigen Serien spiegeln die Ab-

lagerungsgeschichte eines vom terrestrischen in das pelagische Milieu geratenden Ab- lagerungsraumes wieder. Während nach einer Transgression über terrestrisches Ober- karbon, Perm und Untertrias von der Obertrias ab Flachwasserverhältnisse mit Se- dimentation von Dolomiten (Tosk. I), Rauhwacken, Gipsen und Kalken (Tosk. II) vorherrschen (TREVISAN 1955), wird das Gebiet im unteren Lias von einer Absenkung betroffen, so dass fortan nur fossilarme pelagische Kalke, Kieselkalke und Mergel abgesetzt werden (Taf. III). Die wechselnden, aber meist geringen Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte weisen die mesozoisch-alttertiäre Schichtfolge als eupelagisch und leptogeosynklinal aus (TRÜMPY 1960). Erst im Oligozän wird diese Sedimen- tation durch eine bis 2000 m mächtige Schüttung von Flyschgrauwacken abgelöst, die ihrerseits durch allochthone Komplexe bedeckt werden.

Wie seit LENCEWICZ (1917) und TILLMANN (1929) bekannt ist, lassen sich in den Toskaniden zwei übereinanderliegende tektonische Einheiten unterscheiden, die weit- gehend den gleichen Schichtbestand führen. Die untere, epimetamorph überprägte Einheit wurde von DE WIJKERSLOOTH (1934) als Toskaniden I, die unmetamorphe darüber als Toskaniden II bezeichnet. Im Südteil der Apuaner Alpen finden sich zwi- schen Toskaniden I und II tektonische Schuppen, die man als toskanische Unterein- heiten ansehen kann (NARDI 1963). Da die Toskaniden I nur in Fenstern erscheinen, gelten sie als autochthon, die Toskaniden II dagegen als allochthon.

Die Toskaniden I

Die vom Oberkarbon oder bis in das Oligozän reichende stratigraphische Serie (Taf. III) liegt heute infolge einer Regional-Metamorphose epizonal überprägt vor. Von den Apuaner Alpen im N lassen sie sich über die Monti Pisani, die Montagnola Senese bis in die Umgebung von Grosseto verfolgen. Sie sind stets nur von den Ge- steinen der Toskaniden II oder – im Falle des Südteils der Apuaner Alpen – von den Toskanischen Untereinheiten überdeckt, niemals von den Liguriden oder Emilianiden. Die Toskaniden I sind allgemein weiträumig gefaltet, doch findet sich im NW-Teil der Apuaner Alpen eine Reihe von engen NE-vergenten, in den Mulden zerscherten Strukturen, über die mit tektonischer Diskordanz die Toskaniden II hinwegreifen.

Die Toskaniden II

Die nicht metamorphe Schichtfolge der Toskaniden II reicht vom Nor bis in das Untermiozän. Die Frage, ob Perm und U-Trias auch noch an der Basis der Decke auftreten können, die normalerweise an den Gipsen der O-Trias von ihrem Untergrund abgesichert ist, ist noch umstritten. Da Grauwackenserien, die in Ausbildung und Alter dem Macigno der Toskaniden (M- oder O-Oligozän bis U-Miozän) ähneln, auch in anderen tektonischen Einheiten erscheinen (z.B. Liguriden I und Emilianiden I, S. 191 u. 198), kann die Verbreitung der Toskaniden II nur nach der Verbreitung der tieferen Serien, also ihres kalkigen Mesozoikums, abgeschätzt werden. Besonders interessant ist die östliche Begrenzung, die offensichtlich in der NE- bzw. E-vergenten M. Orsaro – M. Cetona-Struktur (Macigno-Hauptkamm) zu sehen ist. Diese gross- artige, die gesamte Schichtfolge der Toskaniden II umfassende Struktur zieht von Pontremoli über Florenz 260 km weit bis zum Bolsena-See, wobei sie vom NW-

SE-Streichen allmählich in N – S-Streichen, entsprechend der Tendenz anderer Einheiten, übergeht.

Die Toskaniden II müssen wenigstens in den Bereichen, wo sie sich den Toskaniden I nähern und diese überdecken, als allochthon betrachtet werden. Über die Schubrichtung der Decke gibt es verschiedene Meinungen, doch wird meist der Vorstellung, dass sich die Toskaniden II von SW her über die im NE liegenden Toskaniden I geschoben hätten, der Vorzug gegeben. Bei BALDACCI et al. (1967) wird die gesamte Modino–Cervarola-Einheit (hier Emilianiden I, S. 198) als nordöstlicher Teil der Toskanischen Decke betrachtet, deren Ausdehnung und Überschiebungsweite sich damit wesentlich vergrössert. Der Nordostrand der Modino–Cervarola-Einheit wäre danach das Hangende der Toskaniden I gewesen, das im Torton abscherte und nach NE auf das Gebiet der Umbro-Markiden überschoben wurde. Die M. Orsaro – M. Cetona-Struktur stellte nur ein internes tektonisches Element der allochthonen Toskaniden dar.

Die Toskaniden II – hier wie im Folgenden nicht mit der Modino–Cervarola-Einheit zusammengefasst – werden ihrerseits wieder von allochthonen Gesteinen eingedeckt (Taf. II). Im SW des Macigno-Hauptkammes werden sie von den Gleitdecken der Liguriden I–III überlagert, im NE liegt stattdessen die Modino–Cervarola-Einheit darauf (Emilianiden I, S. 198).

Während im Normalfall diese höheren Einheiten auf den Macigno der Toskaniden II aufgeschoben sind, kommen sie in der mittleren und südlichen Toskana auch mit Trias, Jura und Kreide in Kontakt. Die toskanische Schichtfolge ist hier stark zerstört und tektonisch reduziert. Nach BALDACCI et al. (1967) ist in diesem Bereich das Herkunftsgebiet der Toskaniden II-Decke zu sehen, bei deren gravitativem Transport über die Toskaniden I hinweg nur einzelne Reste zurückblieben, die anschliessend von den Liguriden II und III eingedeckt wurden. Dementsprechend werden die Toskaniden in dem Küstenstreifen zwischen Livorno und Piombino als autochthon und nicht tektonisch verdoppelt angesehen. Sie werden nur von den Liguriden I–III überlagert.

Für die Beurteilung der Deckenüberschiebungen ist die Tatsache von Wichtigkeit, dass im W der Toskaniden II Olistostrome aus dem Material der Liguriden I (Kalk-Ton-Serie) im oberen Teil des Macigno einsedimentiert sind. Im E dagegen sind zwischen Macigno und den Mergeln von Pontecchio allochthone Gleitmassen, die aus Ophiolithbrekzien, Schiefern, Kalken und Mergeln der Modino-Basis-Serien der Emilianiden I bestehen («Mergel von Albiano», GÜNTHER 1966), sedimentär eingeschaltet.

Toskanische Untereinheiten

In den südlichen Apuaner Alpen liegen zwischen den Toskaniden I und II die Schuppenzone von Massa, die «zona degli scisti sopra i marmi» (NARDI 1963, WACHSMUTH 1966) und die relativ grosse Masse der Pania della Croce (NARDI 1961). Die Metamorphose der Pania della Croce ist etwas geringer, die der Schuppenzone von Massa und der «zona degli scisti sopra i marmi» etwas grösser als in den Toskaniden I (NARDI 1963). Während WACHSMUTH (1966) die Gesteine der Schuppenzone von Massa und der Punta Bianca (westlich Massa) als untere Trias der Toskaniden I ansieht, fassen BALDACCI et al. (1967) die Schuppenzone von Massa mit der «zona degli scisti sopra i marmi» zu einem eigenen tektonischen Komplex zusammen. Nach diesen

Autoren kommt dieser «zona die Massa» die Bedeutung eines Gebietes zu, das ursprünglich die intern liegenden Toskaniden II von den externen Toskaniden I trennte.

Im Aquitan soll es im Grenzbereich der Toskaniden II mit der «Zona di Massa» zu ersten Aufschuppungsbewegungen gekommen sein, durch die Gipse, Dolomite und Quarzite der Trias sowie Metamorphite an die Oberfläche gebracht wurden. Diese Gesteine sollen von gleichzeitig aus SW ankommenden Ligurischen Olistostromen aufgenommen worden sein, so dass sie heute in dieser Form am Passo del Cerreto erhalten sind.

Der Cerreto-Sandstein (Zuordnung zu Toskaniden problematisch)

Der Cerreto-Sandstein (KRAMPE 1964, BOHNE 1966), der nur nordöstlich des Passo del Cerreto im Oberlauf der Secchia erscheint, stellt trotz seiner geringen Verbreitung ein eigenes tektonisches Element dar. Die Bankfolge von mächtigen Grauwacken und nur dünnen Mergelzwischenlagen sowie besonders zwei als Fluxoturbidite anzusprechende Konglomeratlagen von 20-25 m Mächtigkeit im Hangenden der Serie unterscheiden den Cerreto-Sandstein sowohl vom Toskanischen Macigno wie auch vom M. Modino-Sandstein (Emilianiden I). Die recht groben Gerölle bestehen überwiegend aus Kristallin-Material. Obwohl eine Mächtigkeit von mindestens 600 m aufgeschlossen ist, kommen noch keine liegenden Serien zum Vorschein, die eine eindeutige Zuordnung zu den Toskaniden ermöglichen würden. Der Sedimentationscharakter und die Konglomerate im oberen Teil des Cerreto-Sandsteins deuten auf eine ursprünglich nahe Lage an einer als Sedimentspender fungierenden Kristallin-Schwelle.

Die tektonische Situation ist durch den Macigno-Hauptkamm der Toskaniden II im S gekennzeichnet, der im Bereich des Passo del Cerreto mit Störungen auf die N-vergente Antiklinale des Cerreto-Sandsteins stösst und auf sie randlich aufgeschoben ist. Bis auf den Kontakt zu den Toskaniden ist der Cerreto-Sandstein völlig von Modino-Basis-Serien (S. 199) überlagert, in die die oben erwähnten Trias-Gipse und -Quarzite eingelagert sind. Am M. Ventasso gehen die Modino-Basis-Serien in den M. Modino-Sandstein über, der damit etwas nördlich des Cerreto-Sattels liegt (Fig. 3).

Die von BALDACCI et al. (1967) geäusserte Meinung, der Cerreto-Sattel sei aus M. Modino-Sandstein aufgebaut, über dem die Pievepelago-Formation mit Trias-Olistolithen und am M. Ventasso der M. Cervarola-Sandstein folgen, ist aus lithologischen und tektonischen Gründen nicht vertretbar.

Der Bereich des Oberen Secchia-Tales bis zum Passo del Cerreto ist gegenüber den angrenzenden Gebieten durch eine Vielzahl von tektonischen Komplikationen ausgezeichnet, die auf dem Auftauchen des Cerreto-Sattels als eigenständigen Komplexes beruhen dürften. Auch das Auftreten der Gipse und Zellendolomite, die nur zum Teil olistolithartig in den Modino-Basis-Serien liegen, sonst aber Bruchlinien folgen (KRAMPE 1964), mag damit in Zusammenhang stehen. Am Cerreto-Sattel wird deutlich, dass sich unter den Toskaniden II und den Emilianiden I ein grosses, jetzt zugeschobenes Gebiet liegt.

Die Liguriden

Bis zum oberen Jura sind die Gesteine der Liguriden und der Toskaniden einander sehr ähnlich. Diese älteren Gesteine sind jedoch nur bei Genua und auf Elba aufgeschlossen, denn normalerweise sind die Ligurischen Einheiten von ihrem tieferen Un-

tergrund abgesichert. Von der Unterkreide ab machen sich gegenüber den Toskaniden grosse Unterschiede in Mächtigkeit und Fazies bemerkbar. Die Liguriden zeigen neben dem Ophiolithvulkanismus des Jura und der Kreide mächtige Eugeosynkinalserien und eine bereits im Alb einsetzende Flyschbildung (Taf. III). Die Wirkungen orogenetischer Tätigkeit im Alb-Cenoman und im Turon sowie einer starken tektonischen Phase im Obereozän sind ausgeprägt.

Mit ihren faziellen und tektonischen Merkmalen ähneln die Liguriden den Emilianiden II-V, die deshalb meist als Teile der Liguriden betrachtet werden (S. 197 und 213). Da sich jedoch Emilianiden und Liguriden in ihrer räumlichen Verteilung, in ihrer tektonischen Anordnung und auch in der Lithologie unterscheiden, werden sie hier getrennt behandelt. Die als Liguriden I-III bezeichneten Einheiten überlagern auf der SW-Seite des Nordapennins mit grosser Regelmässigkeit die Toskaniden II in der Reihenfolge ihrer Nummerierung.

P. ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und TREVISAN stellten 1960 heraus, dass aus dem Ligurischen bzw. Tyrrhenischen Raum mehrere tektonische Einheiten auf das Gebiet der Toskaniden vorgestossen wären. In Arbeiten lokalen Charakters wurde bereits seit 1957 mehrfach auf die Existenz verschiedener ligurischer Schübe hingewiesen. Von den erwähnten Autoren wurden 3 übereinanderliegende tektonische Einheiten unterschieden, die «Falda dell'Alberese», die «Falda ofiolitifera» und die «Falda del Flysch ad Helminthoidi». Bald stellte sich heraus, dass die unter der «Falda dell'Alberese» liegende Kalk-Ton-Einheit, die häufig für das normale Dachsediment des Macigno gehalten worden war (REUTTER 1960), ebenfalls eine tektonische Einheit bildet (ZANZUCCHI 1963, BARBIERI und ZANZUCCHI 1963, P. ELTER, GRATZIU und LABESSE 1964).

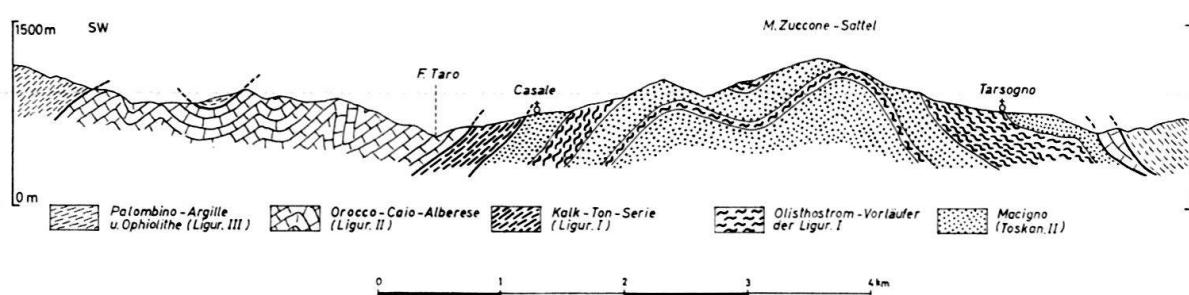


Fig. 1. Profil durch den M. Zuccone-Sattel bei Bedonia (Prov. Parma). In den Macigno (Toskaniden II (?)) schalten sich zunächst Olistostrome aus dem Material der Liguriden I ein, ehe die Gleitdecken der Liguriden I-III eintreffen.

Als sicher Ligurischen (= Tyrrhenischen) Ursprungs lassen sich vier Einheiten erkennen:

4. die Antola-Einheit (Liguriden III a)
3. die Ligurische Ophiolith-Einheit (Liguriden III)
2. die Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II)
1. die Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I)

Entsprechend der angegebenen Reihenfolge liegen sie hauptsächlich im SW-Teil des Nordapennin auf dem Macigno der Toskaniden II (Fig. 1).

Die Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I)

Der nach ihrem wesentlichsten Schichtglied, der Kalk-Ton-Serie, benannten Kalk-Ton-Einheit (P. ELTER, GRATZIU und LABESSE 1964: «Unità terziaria delle argille e calcari...», KRAMPE 1964: «Liguriden I», G. ELTER, P. ELTER, STURANI und WEIDMANN 1966: «Unité des 'argiles et calcaires'») kommt schon wegen ihrer weiten Verbreitung vom äussersten NW des Apennins bis in den Raum Grosseto grösste Bedeutung zu. Ihre Schichtfolge (Taf. III), die das ganze Eozän umfasst und noch das Oligozän erreicht, setzt sich aus den folgenden Gliedern zusammen (BARBIERI und ZANZUCCHI 1963, MARKWICH 1964, LOESCHKE 1965):

5. Petrignacola-Sandstein (Eozän–Oligozän (??))
4. Ponte-Vestana-Serie (O–Eozän)
3. Ponte-Bratica-Sandstein (O–Eozän)
2. Kalk-Ton-Serie (U–M–Eozän)
1. Gropo-Vescovo-Kalk (U–M–Eozän)

Der Gropo-Vescovo-Kalk ist ein Sandkalk-Kalk-Mergel-Flysch (Alberese), der durch Nummulitenbrekzien ausgezeichnet ist. Auf ihn folgen die Schiefer mit Einlagerungen unterschiedlich mächtiger Kalksandsteine, Nummulitenbrekzien, Sandsteine und reiner Kalke der Kalk-Ton-Serie, die aber auch in den Gropo-Vescovo-Kalk eingelagert sein oder ihn in nur wenig unterschiedlicher Ausbildung unterlagern kann (KUBE 1966). Der Ponte-Bratica-Sandstein ist ein dünnbankiger Grauwacken-Flysch, der von den roten Schiefern mit Kalken und Sandkalke der Ponte-Vestana-Serie überlagert wird. Auffallend ist der Petrignacola-Sandstein mit seinen mächtigen Grauwacken und Konglomeraten, die Schutt und Gerölle von Gneisen und Glimmerschiefern, aber interessanterweise auch von Andesit und Basalt führen. Diese meist wohl 100–300 m mächtige Serie kommt nur in zerrissenen voneinander isolierten Schollen vor, so im Aveto-Tal («Aveto-Sandstein»), Parma-Tal, am M. Campastrino (nordöstl. M. Ventasso), nördlich Pievepelago und nordöstlich Florenz («arenaria del M. Senario»).

Die Liguriden I überdecken als erste allochthone Ligurische Einheit den Macigno der Toskaniden II und die Modino–Cervarola-Einheit im Bereich zwischen der Secchia im SE und der Trebbia im NW. Der Gleitdecke vorausgehende Schlammmströme, die aus dem Material der Kalk-Ton-Serie bestehen, sind dabei als Olistostrome vorher schon im Macigno (Fig. 1) und in den Sandsteinen und Mergeln der Modino–Cervarola-Einheit im Trebbia-, Nure- und Taro-Tal bei Pracchiola und im Pratomagno (nördlich Arezzo) eingeschaltet. Tektonische Kontakte zum Liegenden zeigt die Einheit im Serchio-Tal (GÜNTHER 1966), im Raum Pievepelago (Prov. Modena) sowie in der Toskana zwischen Livorno und Piombino. Wo sie von höheren tektonischen Einheiten überlagert wird, gehören diese fast ausschliesslich zu den Liguriden II oder III. Im Bereich des Parma- und Cedra-Tales sind in die Kalk-Ton-Serie Gleitschollen des cenoman–turonen Ostia-Sandsteins eingelagert, der u. a. im Basiskomplex der Liguriden II auftritt (ZANZUCCHI 1963, LOESCHKE 1965, MARKWICH 1964). Die Liguriden I sind im SW-Teil des Apennins weiter verbreitet als im NE-Teil (Taf. I).

Die Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II)

Die «Falda dell'Alberese» von P. ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und TREVISAN (1961) entspricht der Orocco-Caio-Einheit nur teilweise, weil sie mit der Kalk-Ton-Einheit

zusammengeworfen wurde. Da die Fazies des Alberese in den verschiedensten tektonischen Komplexen auftaucht, ist eine genauere Bezeichnung notwendig. «Unità del flysch cretaceo superiore ad Elmintoidi del Monte Caio» wurde sie deswegen von P. ELTER, GRATZIU und LABESSE (1964) genannt. Charakteristischer als das Vorkommen am M. Caio ist das des M. Orocco bei Bedonia, da die Einheit hier im Gegensatz zum M. Caio die «Falda ofiolitifera» über sich trägt. Der Schichtbestand der Einheit ist folgender (Taf. III):

3. Mergel und Sandsteine von Tizzano (Paläozän)
2. Orocco–Caio–Alberese (Santon–Paläozän)
1. Basis-Komplex (Cenoman–Coniac (?))

Die Mergel und Sandsteine von Tizzano (LOESCHKE 1965) sind bislang nur vom Dach der Alberese-Platte des M. Caio bekannt geworden. Sie entsprechen in ihrer Fazies den Kalken des M. Dosso (ISTITUTO GEOLOGICO PARMA 1965), die hier als Einheit unsicherer Zuordnung (S. 196) behandelt werden. Der bis 2000 m mächtige Orocco–Caio–Alberese ist das häufigste und auffallendste Glied der Liguriden II. Dieser typische Helmithoiden-Flysch ähnelt in Schichtbestand und Alter stark dem Oberkreide–Alberese vom M. Antola (Liguriden IIIa, S. 194). Sehr heterogen ist der Basis-Komplex zusammengesetzt («Complesso di base», ZANZUCCHI 1963, GOLDBERG 1965). Er besteht aus bunten Schiefern (Buntschiefer-Serie) und dünnbankigen Sandsteinen (Ostia-Sandstein), in die Olistostrome neokomen und cenomanen Materials mit Ophiolithköpfen und Ophiolithschutt eingeschaltet sind (GÖRLER und REUTTER 1963). Das Olistostrom-Material kann mitunter die normale Sedimentation vollständig verdrängen. Bei den meisten Vorkommen ist der Basis-Komplex nicht sehr mächtig, da die höheren Serien zum Teil von ihm abscherten. Möglicherweise müssen aber die Ophiolithmassen und ihre Begleitgesteine des M. Penna–M. Maggiorasca sowie die des Gebietes zwischen Borgotaro und Berceto dazugerechnet werden (ZANZUCCHI 1963, SCHULZE 1965, GOLDBERG 1965, ISTITUTO GEOL. PARMA 1965). Die Einschaltung von Serpentinitblöcken und Brekzien in den Orocco–Caio–Alberese bei Rocchetta/Vara und vor allem die Einlagerung ophiolithischen Materials in den Basis-Komplex wird von ELTER und RAGGI (1965) mit der Lage des Ablagerungsraumes der Liguriden II nordöstlich der «Bracco-Schwelle» gedeutet. Was die Datierung des Orocco–Caio–Alberese und des Basis-Komplexes anbelangt, so könnten sich – wie im folgenden Abschnitt ausgeführt wird – wesentliche Änderungen ergeben.

Die Liguriden II sind in Form voneinander isolierter, grosser (5–100 km²) Schollen verbreitet. Das mag darauf beruhen, dass im Gegensatz zu der Kalk-Ton-Einheit, die mit ihren tonreichen Gesteinen beim Schwerkraft-Transport auseinanderfliessen und den fremden Untergrund gleichmässig bedecken konnte, die starren Kalke des Orocco–Caio–Alberese zerrissen. Eine in den Albereseschollen häufig zu beobachtende grossräumige Knickfaltung, die den gesamten Schichtstoss umfassen kann, ist wahrscheinlich im Obereozän, also vor der Überschiebung auf die Liguriden I und die Toskaniden, angelegt worden.

Die Orocco–Caio-Einheit überlagert die Kalk-Ton-Einheit und damit die von ihr erreichten Gebiete. In Bezug auf dieses Kriterium fallen der Oberkreide–Alberese des M. Pelpi bei Bedonia, des M. Carameto und des M. Ronconi (links und rechts des T. Arda) aus diesem Schema, da sie zwar lithologisch der Orocco–Caio-Einheit ähneln aber nicht direkt auf der Kalk-Ton-Einheit liegen (SAMES 1963). Sie sind entweder als

eigene tektonische Einheit (Untereinheit?) oder als über den Bereich der Kalk-Ton-Einheit hinausgeglittener Teil der Orocco-Caio-Einheit aufzufassen. Das gleiche gilt auch für die relativ geringmächtigen Vorkommen von Oberkreide-Alberese vom Typ Orocco-Caio, die unter den Paläozän-Eozän-Kalken des M. Dosso («*calcari di Bettola*» BRAGA 1965) anzutreffen sind (S. 196). Sie sind teilweise bis an den Rand der Poebene zu verfolgen.

In der Umgebung von Pomerance-Lardarello (30 km W Siena) überlagert der Alberese der Liguriden II direkt Anhydrite und dolomitische Kalke der oberen Trias und Phyllite und Quarzite der unteren Trias oder des Perm der Toskaniden. Dort, wie im ganzen Bereich der «*serie toscana ridotta*» (S. 188), fehlen mit den oberen Teilen der Toskaniden stets auch die Liguriden I (MAZZANTI 1966).

Die Ligurische Ophiolith-Einheit (Liguriden III)

Die Ligurische Ophiolith-Einheit entspricht der «*falda ofiolitifera*» von ELTER, GIANNINI, TONGIORGI, TREVISON (1961). Auch der von STEINMANN (1907) und LUDWIG (1929) benutzte Ausdruck «*Serpentin-Serie*» deckt sich ungefähr mit diesem Begriff. Die Einschränkung «*Ligurisch*» wurde gewählt, um eine Verwechslung mit anderen Ophiolith-führenden Serien zu vermeiden.

Im Schichtbestand scheinen laterale Wechsel der Ausbildung in beträchtlichem Masse aufzutreten. Man kann unterscheiden (Taf. III):

- | | |
|---|---|
| 6. Buntschiefer-Serie (Turon (?)-Paläozän)
5. M. Gottero-Sandstein (Alb-Turon (?), Paläozän (?))
4. Buntschiefer-Serie (Alb-Cenoman)
3. Argiloscisti 1-3 (U-Neokom-Apt)
2. Maiolica (Malm-Neokom)
1. Radiolarit (Malm) | mit Ophiolithen,
Ophiolithbrekzien,
Olistostromen |
|---|---|

Der Radiolarit und die Maiolica sind wie in der Toskanischen Fazies ausgebildet, nur sind sie im Ligurikum eng mit Serpentinit, Gabbro und Diabas verknüpft. Die Argiloscisti stellen echte Eugeosynklinalsedimente dar, die ebenfalls Ophiolithe enthalten. Besonders zu erwähnen sind hier wegen ihrer weiten Verbreitung die Argiloscisti 1 (REUTTER 1961: «*Argille scagliose 1*»), deren «*Palombino*» genannten Kieselkalkbänke überaus charakteristisch sind. Auf die Argiloscisti folgt die untere Buntschiefer-Serie oder direkt der M. Gottero-Sandstein. Noch im Bereich der Liguriden III findet das Becken dieser von S her sedimentierten Grauwacken (PAREA 1964) an einer von Ophiolithen gebildeten Schwellenzone, der Ophiolith-Linie Ottone-Levanto, seine östliche Begrenzung (ELTER und RAGGI 1965: «*Ruga del Bracco*»). Das seitliche Auskeilen der Grauwacken ist besonders schön am Passo del Bocco (Prov. Genua/Prov. Parma) zu beobachten.

Dem M. Gottero-Sandstein und der auf ihm liegenden oberen Buntschiefer-Serie war ursprünglich auf Grund der in den Kalkbänken enthaltenen Faunen ein Alter von Alb-Turon (REUTTER 1961) bzw. Cenoman-Turon (FIERRO und TERRANOVA 1963) gegeben worden. Die von PASSERINI und PIRINI (1965) in der oberen Buntschiefer-Serie nachgewiesenen paläozänen Faunen machten dann erhebliche Korrekturen der stratigraphischen Einordnung verschiedener Serien der Liguriden III notwendig, ELTER (1962), RAGGI (1965) und ELTER und RAGGI (1965) halten den M. Gottero-Sandstein für ein laterales Äquivalent des M. Antola-Alberese (Santon-Paläozän, S. 195). Mög-

licherweise ist er aber entsprechend der ursprünglichen Datierung älter und die Buntschiefer-Serie im Hangenden weist eine starke stratigraphische Kondensation auf. Die Ophiolith-Schwelle im Osten des Beckens müsste ebenfalls noch im Paläozän existiert haben, so dass auch dort diese jüngeren Sedimente zu finden sein sollten.

Das Auffinden paläozäner Faunen in der oberen Buntschiefer-Serie durch PASSERINI und PIRINI (1965) könnte zu erheblichen Änderungen der stratigraphischen Stellung vieler Serien des Nordapennins führen. Die Buntschiefer-Serie auf dem M. Gottero-Sandstein gleicht lithologisch stark den Buntschiefer-Serien, die an der Basis der verschiedenen Helminthoiden-Flysche (M. Antola-Alberese, Oocco-Caio-Alberese, M. Cantiere-Alberese, M. Cassio-Alberese) angetroffen werden. So finden sich in der Buntschiefer-Serie auf dem M. Gottero-Sandstein bei Sesta Godano (Vara-Tal) Partien, die dem Ostia-Sandstein lithologisch entsprechen, und in der Umgebung des Lavagna-Tales liegen Grauwacken vom Typ des M. Gottero mit der zugehörigen Buntschiefer-Serie stratigraphisch unter dem M. Antola-Alberese. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, dass die «Oberkreide»-Alberese insgesamt oder wenigstens teilweise in das Paläozän gestellt werden müssen. Das gleiche gilt dann auch für Teile der Ophiolithbrekzien und Ostia-Sandsteine an ihrer Basis.

Die Gesteine der Liguriden III entsprechen teilweise denen des Basis-Komplexes der Liguriden II. Die Abgrenzung beider tektonischer Einheiten gegeneinander ist deswegen nicht immer einfach. So könnten die Ophiolithe der Gruppe M. Penna-M. Maggiorasca mit ihren Begleitgesteinen und ebenso die des Gebietes zwischen Borgo Val di Taro und Berceto der einen wie der anderen Einheit angehören. Die Existenz der Liguriden III als selbständige tektonische Einheit ist dennoch nicht in Frage zu stellen, da klare Überschiebungen ihres Gesteinsmaterials auf nicht überkippt gelagerte Liguriden II nachzuweisen sind (SCHLÜTER 1966, GÜNTHER 1966). Von MAZZANTI (1966) werden aus der Gegend von Pomerance und Lardarello (S. 193) sogar zwei überschobene Ophiolith-führende Komplexe unterschieden, die beide den Alberese der Liguriden II tektonisch überlagern. Der untere Ophiolith-führende Komplex trägt in seinem Hangenden Brekzien und Sandsteine der paläozäneozänen «formazione di Lanciaia». Interne Überschiebungen einzelner Teile der Liguriden III sind auch andernorts festzustellen, so im oberen Nure-Tal (SCHLÜTER 1968) und im Vara-Tal (REUTTER 1960).

Vor allem sind wieder die Gebiete südwestlich der Hauptkette von den Liguriden III bedeckt. Im Streichen lassen sie sich von Bobbio bis Grosseto (260 km) verfolgen, senkrecht dazu ist es offenbar bedeutend weniger, da anscheinend der Macigno-Hauptkamm nicht überschritten wird. So werden die nordöstlichsten Vorkommen der Oocco-Caio-Einheit (Liguriden II) am M. Caio und im Bereich M. Penna und M. Prampa nicht mehr überdeckt. Wenn die in einzelnen Schollen verteilte Oocco-Caio-Einheit fehlt, legt sich die Ophiolith-Einheit direkt auf die Liguriden I.

Die Abgrenzung der Verbreitung der Liguriden III ist mit grossen Schwierigkeiten verbunden, da der Buntschiefer-Serie und den Argiloscihi ähnelnde Gesteine praktisch überall im Nordapennin auftreten, wo sie entweder mit anderen tektonischen Einheiten wie den Emilianiden verbunden oder als Olistostrome in jüngeren Serien eingelagert sind.

Die Antola-Einheit (Liguriden IIIa)

Eine besondere Stellung innerhalb der Liguriden nimmt das grosse, überwiegend von Oberkreide-Alberese aufgebaute Areal des M. Ebro-M. Antola-Komplexes ein, das für das Verständnis der Apennin-Geologie von überragender Bedeutung ist.

Der Schichtbestand der Antola-Einheit im SW ihres Gebietes ist folgender (Taf. III):

6. Tongriano (O-Eozän und Oligozän)
- Diskordanz -----
5. M. Antola-Alberese (Santon-Paläozän)
4. Buntschiefer-Serie, z. T. Ostia-Sandstein (Cenoman-Coniac)
3. Montoggio-Schiefer (Alb)
2. Argiloscisti I-VI (im E Argiloscisti 1-3) (Neokom)
1. Jura und Trias der Zone Sestri-Voltaggio

Die ältesten Gesteine dieser Einheit, Trias und Jura, sind nur in der Zone Sestri-Voltaggio aufgeschlossen (IBBEKEN und GÖRLER 1963). Die Trias besteht aus Dolomiten und Kalken, der Lias aus Kalk-Tonschiefern. Zum Oberjura gehören dort die «calcari picchiettati» und Radiolarit. Der gesamte Jura führt Ophiolithe. Im W ist die Unterkreide durch die mächtigen eugeosynkinalen Argiloscisti I-VI vertreten, über denen die manganhaltigen Montoggio-Schiefer und eine ausschliesslich tonige Buntschiefer-Serie folgen. Im E und NE finden sich stattdessen faziell andersartige Argiloscisti (bei REUTTER 1961: Argille scagliose 1-3) und die Buntschiefer-Serie, die die Montoggio-Schiefer in sich aufnimmt, gewinnt einen flyschartigen Charakter. Sie führt u. a. Folgen von dünnbankigen Grauwacken, die als Ostia-Sandstein bezeichnet werden. Die Ophiolithe liegen hier im Neokom und im Cenoman-Turon. Der M. Antola-Alberese, ein Helminthoiden-Flysch von ca. 2000 m Mächtigkeit, erreicht mit seinen oberen Teilen das Paläozän (IBBEKEN 1968). Die Datierung der oberen Buntschiefer-Serie der Liguriden III als Paläozän durch PASSERINI und PIRINI (1965) lässt es als möglich erscheinen, dass der lithologisch ähnlichen Buntschiefer-Serie der Liguriden IIIa ein gleiches Alter zukommt, so dass dann der ganze M. Antola-Alberese in das Paläozän zu stellen wäre (S. 194). Das Tongriano überdeckt alle Gesteine der Liguriden IIIa mit ausgeprägter Winkeldiskordanz (IBBEKEN 1965).

Im Westen, in der Zone Sestri-Voltaggio, ist die Alberese-Platte als autochthon zu betrachten. Dafür sprechen 1. das Fehlen von tektonischen Fenstern, 2. die von der Oberkreide bis in die Obertrias reichende kontinuierliche Schichtfolge und 3. eine leichte Regionalmetamorphose mit starker Schieferung der unteren Teile der Schichtfolge als Anzeichen für Tektonik eines tieferen nicht völlig freibeweglichen tektonischen Stockwerkes. Die aus dem alpinen Penninikum heranziehende oligozäne Molasse des Tongriano ist nicht mehr gefaltet und schliesst damit horizontale Dislokationen grösseren Ausmasses in postoligozäner Zeit, die für die apennine Überschiebungstektonik in Frage kommt, aus.

Auch im östlichen und südöstlichen Bereich der M. Antola-Einheit zwischen Tortriglia und Chiavari braucht man aus den gleichen Gründen nicht mit weiträumiger Allochthonie zu rechnen. Die Liguriden IIIa sind hier durch kleinere Überschiebungen innerhalb der Argiloscisti von den Liguriden III getrennt.

Die Verhältnisse ändern sich jedoch im nördlichen und nordöstlichen Teil der Masse, wo die Alberese-Platte quer zum Gebirgsstreichen 20 km vorspringt. Wenig nördlich von Ottone im Trebbia-Tal erscheinen in dem kleinen Fenster von Traschio (BONI 1961) 400 m mächtige Flysch-Grauwacken des Oligozäns, die unter und über sich Kalk-Ton-Serie führen. Nach KUBE (1965) entsprechen sie wie die Sandsteine des Aveto-Tales dem Petrignacola-Sandstein der Liguriden I. Die Grauwacken und die tektonisch daraufliegende Kalk-Ton-Serie tauchen normal, aber relativ steil nach

W eifallend, unter Ophiolithe, Argilosisti und Buntschiefer-Serie der Basis des M. Antola-Alberese. In der Nähe des Passo del Brallo (S. Margherita) überfährt die Antola-Einheit eine Scholle der faziell sehr ähnlichen Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II), die mit der Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I) darunter zur tektonischen Bedeckung der Mergel und Sandsteine von Bobbio (Emilianiden I) gehört. In diesem Gebiet nimmt die Antola-Einheit damit die tektonische Position der Ligurischen Ophiolith-Einheit ein.

Der scheinbare Widerspruch, dass dieselbe Einheit im SW autochthon, im NE dagegen allochthon ist, lässt sich dadurch erklären, dass unter den Liguriden III a eine Unterschiebungszone hindurchläuft, die vom NE, wo sie sichtbar ist, nach SW in immer tiefere, nicht mehr aufgeschlossene Bereiche der Kruste abtaucht. Weite Teile des Nordapennins, darunter auch der gesamte Ablagerungsraum der Liguriden I müssen hier hinabgezogen worden sein. Ganz im N, im Staffora-Tal, kommt die Antola-Einheit der Cassio-Einheit (Emilianiden IV) sehr nahe (S. 206). Auch hier findet sich eine Narbenzone, die zwischen den beiden Einheiten hindurch südlich Tortona in die Poebene hinausläuft (IBBEKEN 1968).

Tektonische Einheiten problematischer Zuordnung zu Liguriden oder Emilianiden

Eine Reihe von tektonischen Komplexen, die vielleicht selbständige Einheiten oder Untereinheiten darstellen, ist nicht mit Sicherheit den Emilianiden oder Liguriden anzuschliessen. Die Frage ihrer Zuordnung berührt stark das Problem der paläogeographischen Stellung der Emilianiden. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die hier aufgeführten drei Komplexe zusammengehören und voneinander isolierte Teile einer Einheit sind.

Die Dosso-Einheit

Vom Trebbia-Tal nördlich Bobbio zieht sich bis in das Ceno-Tal ein breiter Streifen eines alttertiären Alberese, der das höchste Schichtglied einer vom Cenoman bis in das U-Eozän reichenden Folge ist. Die genaue Gliederung wurde von BRAGA (1962, 1965) durchgeführt.

3. M. Dosso-Alberese (Paläozän-U-Eozän)
2. Kalke von Bettola (= oberer Orocco-Caio-Alberese, Campan-Maastricht, Paläozän (?)
1. Buntschiefer-Serie (Cenoman-?)

Die Buntschiefer-Serie entspricht weitgehend den Serien gleicher Bezeichnung der anderen Einheiten. Sie enthält wieder Partien des dünnbankigen, glimmerreichen Ostia-Sandsteins und Bänke detritischer Kalke mit Foraminiferen. Die Kalke von Bettola (BRAGA 1965) ähneln den hangenden Partien des M. Antola-Alberese (Liguriden III a) und des Orocco-Caio-Alberese (Liguriden II). Der M. Dosso-Alberese ist eine ca. 1000 m mächtige, sandig-kalkig-mergelige Flyschfolge, die von BRAGA (1965) dreifach untergliedert werden konnte.

Am M. Caio geht die Oberkreide (Orocco-Caio-Alberese) in paläozäne und eozäne Gesteine über (S. 192), die dem M. Dosso-Alberese entsprechen (ISTITUTO GEOL. PARMA 1965, REUTTER und SAMES 1964). Die Dosso-Einheit ist also eng mit den Liguri-

den II verwandt. Zwischen Ceno- und Trebbia-Tal wird sie von den Emilianiden III (Einheit des Innerapenninen Tongriano) und den Emilianiden IV (Cassio-Einheit) tektonisch überlagert. Nach BRAGA (1965) ist die Dosso-Einheit ein laterales Äquivalent der Sporno-Einheit (Emilianiden V), die beide seiner «Unità III» angehören.

Der M. Morello-Komplex

Nördlich und östlich Florenz gibt es eine Reihe sehr grosser Schollen eines eozänen Alberese, der hier in Verbindung mit tonigen Serien gleichen Alters auftritt (SESTINI 1959). Was die tektonische Position anbelangt, so liegt der Komplex teils auf dem Macigno der Toskaniden II, teils auf der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I). Es ist nicht ohne weiteres zu entscheiden, ob es sich um eine eigene tektonische Einheit oder um einen Teil der Liguriden I bzw. einer anderen Einheit mit eozänen Alberese handelt. Das Vorkommen von Eozän-Alberese bei Pieve S. Stefano (Prov. Arezzo), dessen Zugehörigkeit zum M. Morello-Komplex allerdings unsicher ist, verdient besondere Beachtung, da an seiner Basis grosse Serpentinitkörper und Ophiolithbrekzien liegen (BORTOLOTTI 1962, RICHTER 1962).

Die «Pietraforte» der Toskana

In der mittleren und südlichen Toskana nimmt ein allochthoner Komplex von Sandsteinen, die allgemein als «Pietraforte» bezeichnet werden, weite Areale ein (LOSACCO 1958). Es sind Wechsellagerungen meist dünnbankiger, kalkreicher Grauwacken mit Mergeln, in die Kalkbänke, rote Schiefer und Konglomeratlagen («Cicerchina») eingeschaltet sind. Die Serie ist mit dem Ostia-Sandstein der Liguriden und der Emilianiden vergleichbar. Nach BORTOLOTTI (1962) geht die von ihm als Turon-Maastricht datierte «Pietraforte» mit einem Zwischenglied («Formazione di Sillano») in den Eozän-Alberese der Toskana («Alberese di M. Morello») über. M. Morello-Komplex und «Pietraforte» müssten demnach eine tektonische Einheit bilden. Hier ergibt sich jedoch ein Widerspruch, da die «Pietraforte» nicht das erste Allochthon auf dem Toskanischen Macigno zu sein scheint und damit nicht – wie eventuell der M. Morello-Komplex – zu den Liguriden I gerechnet werden kann. Im Raum von Greve und Radda (zwischen Florenz und Siena) liegt nämlich die «Pietraforte» mit dem aus ihr hervorgehenden Eozän-Alberese auf der Kalk-Ton-Serie der Liguriden I, die ihrerseits direkt den Macigno der Toskaniden II überlagert. Da ausserdem hier (S. Donato in Poggio, BORTOLOTTI 1962) der Komplex «Pietraforte»/Eozän-Alberese unter Oocco-Caio-Alberese der Liguriden II abtaucht, fungiert er in diesem Gebiet als Zwischen-Einheit zwischen Liguriden I und II. In lithologisch-stratigraphischer und in mancher Beziehung auch tektonischer Hinsicht ergeben sich für den «Pietraforte»-Komplex von Greve und Radda Parallelen zur Dosso-Einheit (BORTOLOTTI 1962).

Die «Pietraforte» in der Umgebung des M. Amiata ist in ihrer tektonischen Stellung eher mit den Liguriden II vergleichbar. Die Gliederung der tektonischen Einheiten in der südlichen Toskana bedarf jedoch noch genauer Überprüfung.

Die Emilianiden

Der Begriff «Emilianiden» wurde von REUTTER und SAMES (1964) in die Literatur eingeführt, um damit Gesteinsserien zu bezeichnen, die sich von den Liguri-

schen Gesteinen trotz gewisser fazieller Gemeinsamkeiten lithologisch unterscheiden. Da sie nur auf der NE-Seite des Apennins vorkommen und sie dort tektonisch anders als die Liguriden angeordnet sind, vermuten die Autoren, dass die Emilianischen Einheiten aus einem Aussentrog stammen, der nordöstlich des Ligurischen und des Toskanischen Sedimentationsraumes lag. Sie nehmen ausserdem an, das Toskanikum erstreckte sich nicht über den Taro hinaus nach NW, so dass dort Emilianikum und Ligurikum direkt aneinandergrenzen und ineinander übergehen (Fig. 4). Teilt man diese Auffassung nicht, so müssen die Emilianiden als weit nach NE überschobener Teil der Liguriden angesehen werden. Die Unterschiede gegenüber den Liguriden und Toskaniden berechtigen dazu, die Emilianiden unabhängig von den beiden anderen Faziesgruppen zu beschreiben. Eine paläogeographische Deutung ist damit nicht verbunden.

In den Emilianiden setzt die Flyschbildung zu Beginn der Oberkreide ein. Ältere Gesteine sind nur in Form einiger von Untergrund abgescherter, umgelagerter Fetzen zu finden. Cenoman und Turon sind durch Ophiolithe gekennzeichnet, die zum Teil als grosse Gleitmassen (Olistolithen) angesehen werden können. In den Emilianiden I, II, III und teilweise auch in den Emilianiden IV sind die Spuren einer mittel- bis obereozänen Faltung zu erkennen. II, III, IV und V werden von oligozänen und miozänen Molassegesteinen überlagert.

Die Modino–Cervarola-Einheit (Emilianiden I)

Die Modino–Cervarola-Einheit reicht von Bobbio (Prov. Piacenza) bis zum Lago di Bolsena und besitzt damit eine Ausdehnung von mehr als 330 km (NARDI 1965). Ihre stratigraphische und tektonische Stellung ist von ausserordentlicher Bedeutung für das Verständnis der Apennin-Geologie.

Die Schichtfolge der Einheit ist sehr wechselhaft. Das mag dadurch bedingt sein, dass das Sedimentationsbecken im Oligozän und U-Miozän nur schmal war und durch andauernde orogenetische Aktivität beeinflusst wurde.

1. Bobbio (Prov. Piacenza) (SCHLÜTER 1968)

Hangend-Mergel (U-Miozän)
Sandstein von Bobbio (Oligozän)
Serie von Brugnello (Oligozän)
Kalk-Ton-Serie (Eozän)
? tieferer Untergrund ?

2. Pracchiola (Prov. Massa) (ZANZUCCHI 1963)

Mergel von Marra (Oligozän oder U-Miozän)
Sandstein von Pracchiola (Oligozän)
? tieferer Untergrund ?

3. Pievepelago (Prov. Modena)

Hangendolisthostrom (U-Miozän, M-Miozän (?))
Suviana-Mergel und -Sandstein (U-Miozän)
Sestola–Vidiciatico-Serie (U-Miozän)
M. Cervarola-Sandstein (Oligozän–U-Miozän)
Pievepelago-Formation (Oligozän)
M. Modino-Sandstein (Oligozän)

Marmoreto-Mergel (U-Oligozän)
 Fiumalbo-Rotschiefer und -Sandstein (O-Eozän)
 Tiefere Modino-Basis-Serien (Apt-Eozän)

4. San Lorenzo (Prov. Florenz)

Serie von Vicchio (Mergel, U-Miozän)
 Sandstein (des M. Falterona) (O-Oligozän-U-Miozän)
 Bunte Tone («scisti varicolori») (Eozän-Oligozän)

5. Lago Trasimeno (GHELARDONI 1959)

Sandstein (des M. Falterona) (O-Oligozän-U-Miozän)
 Bunte Tone und Mergel mit Kalken (Eozän-Oligozän)
 Graue Kieselkalke (O-Kreide-Eozän)

6. Tiber-Tal zwischen Todi und Orvieto

Sandstein (des M. Falterona) (O-Oligozän-U-Miozän)
 Graue Mergel (Oligozän)
 Scaglia rossa (O-Kreide-Eozän)
 Kalkiges Mesozoikum (ähnlich Umbro-Markiden und Toskaniden)

Die Schichtfolge von Pievepelago (Prov. Modena), die für den Abschnitt zwischen dem Secchia-Tal und dem Passo della Futa (NE Florenz) gilt, ist am stärksten differenziert. Die auffallendsten Schichtglieder sind die Grauwackenserien des M. Modino (bis 700 m mächtig) und des M. Cervarola (bis 2000 m mächtig, HEMMER 1966, v. STRUENSEE 1967). Beide werden von den Mergeln der Pievepelago-Formation getrennt, die Olistostrome heterogenen Materials führt. Fällt dieser Horizont aus, so vereinen sich die Grauwacken zu einer einzigen Serie, wie es im Bereich der anderen angegebenen Lokalitäten der Fall ist. Die Sestola-Vidiciatico-Serie besteht aus Mergeln, in die wieder Olistostrome eingelagert sind. Die gesamte Schichtfolge wird mit einer grossen Olistostrom-Masse abgeschlossen. Die Gesteine an der Basis des M. Modino-Sandsteins, Marmoreto-Mergel und Fiumalbo-Rotschiefer ähneln der Scaglia an der Basis des Macigno. Die tieferen Modino-Basis-Serien bestehen aus einer vom Apt bis in das Eozän reichenden flyschartig ausgebildeten Folge mit Buntschiefern und Alberesegesteinen. Sie ist stark zerrissen und nimmt häufig einen olistostromartigen Charakter an.

Das Material der Olistostrome der Modino-Cervarola-Einheit entspricht normalerweise dem der Modino-Basis-Serien. Die Vorkommen von Pracchiola bis Bobbio führen jedoch in den höheren Partien der Serie Olistostrome, die aus der Kalk-Ton-Serie (Liguriden I) stammen. Die südöstlichen Teile der Einheit scheinen dagegen von Olistostromen weitgehend frei zu sein.

Mit ihrem SW-Rand liegt die Modino-Cervarola-Einheit auf dem Macigno der Toskaniden II. Der Kontakt verläuft entlang der Vorderfront der liegenden M. Orsaro-M. Cetona-Struktur (S. 187), wo der Macigno von älteren Gesteinen, den Modino-Basis-Serien, überdeckt ist. Diese Modino-Basis-Serien, deren Mächtigkeit zwischen 50 und 500 m schwankt, werden sedimentär vom M. Modino-Sandstein, einer dem Toskanischen Macigno stark ähnelnden Flyschgrauwacke, überlagert. Darüber liegt dann die Schichtfolge, die für den Raum Pievepelago (S. 198) angegeben ist (Fig. 2).

Von vielen Geologen (ABBATE und BORTOLOTTI 1961, NARDI und TONGIORGI 1962, NARDI 1964a und b, 1965, 1966) werden die über dem Macigno und unter dem

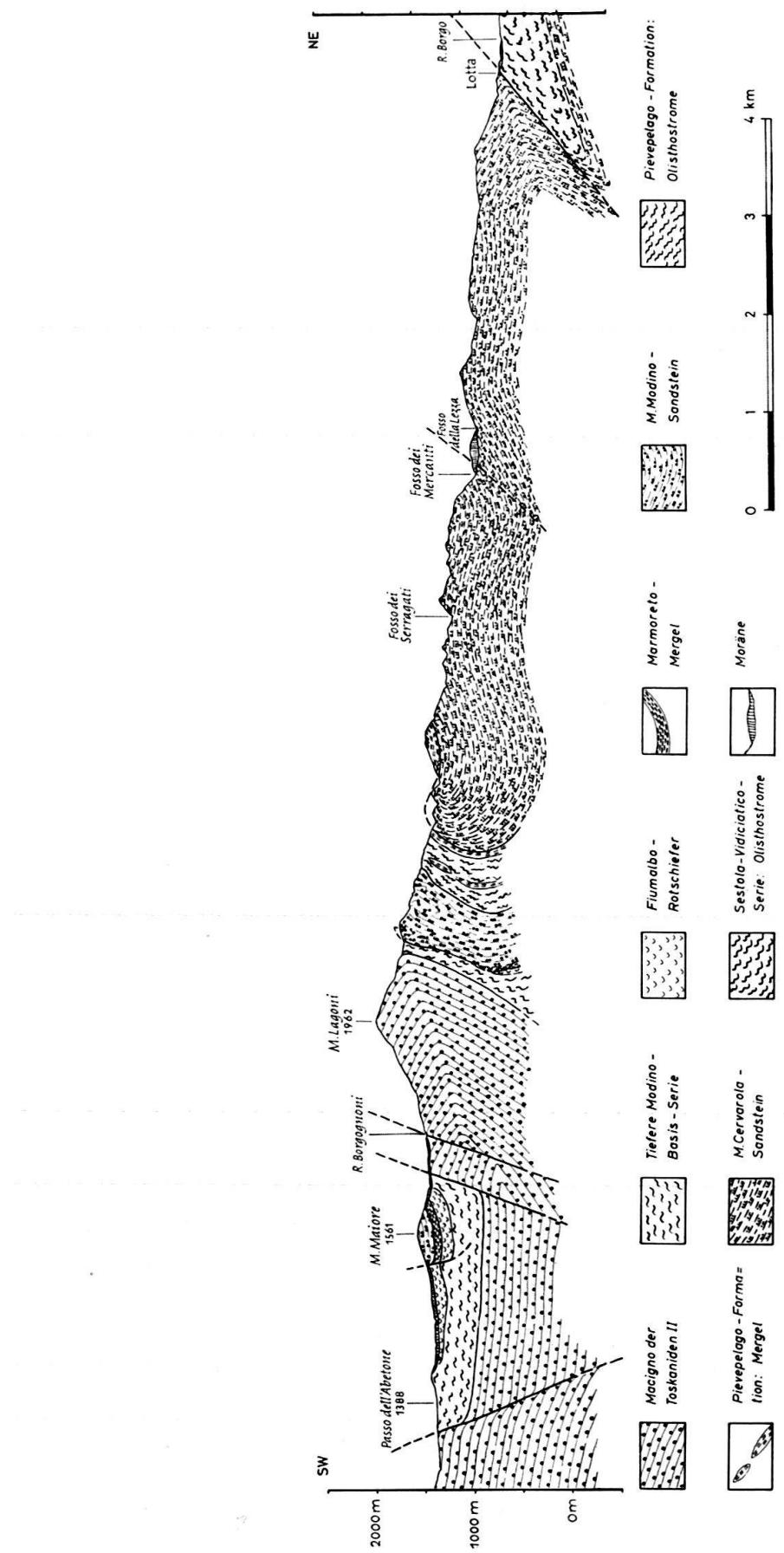


Fig. 2. Profil Passo dell'Abetone-M. Lagoni. Die Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) überlagert den Macigno der Toskaniden II.

Zu beachten das Auskeilen des M. Cervarola-Sandsteins an seinem SW-Beckenrand.

M. Modino-Sandstein liegenden Modino-Basis-Serien als Olistostrom gedeutet, d. h. als in ein Sedimentationsbecken geflossene Schlamm Masse aus älterem Material. Damit werden der M. Modino-Sandstein und der M. Cervarola-Sandstein aber als eine Fortsetzung der Macigno-Sedimentation angesehen, die nur durch Einschaltungen von Olistostromen zeitweilig unterbrochen wurde. Bei der langsamem Annäherung der Ligurischen Decken von SW soll sich von der Deckenfront Material gelöst haben und in Form von Schlammströmen in das Sedimentationsbecken des Macigno vorausgeilett sein (Modino-Basis-Serien).

Aus einer Reihe von Gründen kann jedoch auch zu der Auffassung gelangen, die Modino-Cervarola-Einheit sei auf den Macigno (von NE?) aufgeschoben. Die Modino-Basis-Serien wären dann nicht als ein Olistostrom aus Ligurischem Material anzusehen, sondern als das normale stratigraphische Liegende der Einheit.

a) Die Liguriden sind in 3 tektonische Einheiten zu gliedern, von denen jede einen bestimmten, relativ engen Zeitabschnitt umfasst. Die Modino-Basis-Serien lassen sich dagegen zu einer vom Apt bis in das Eozän reichenden Serie rekonstruieren, die in keiner der Ligurischen Einheiten derartig vollständig ist. Das Gesteinsmaterial der Liguriden I-III unterscheidet sich außerdem stark von dem der Modino-Basis-Serien.

b) Die Sedimentation des Macigno beginnt erst im mittleren oder oberen Oligozän (BORTOLOTTI und PIRINI 1965, HAGN schriftl. Mitteilung 1964) und endet im U-Miozän, in das die obere Hälfte der insgesamt 2000 m mächtigen Folge gestellt werden muss (AMADESI 1967). Die normal sedimentierten Fiumalbo-Rotschiefer an der Basis des M. Modino-Sandsteins gehören dem Obereozän an, die Marmoreto Mergel, der M. Modino-Sandstein selbst, die Pievepelago-Formation und der untere Teil des Cervarola-Sandsteins dem Oligozän. Im Falle der sedimentären Kontinuität müssten die Pontecchio-Mergel des Macigno-Daches und die Marmoreto-Mergel identisch sein.

c) Vom Secchia-Tal bis nach Bobbio erreicht die Kalk-Ton-Einheit als erstes Allochthon auch den Bereich der Modino-Cervarola-Einheit. Sie schaltet sich hier genauso wie im Macigno mit Olistostrom-Vorläufern in den höchsten Teil der Sedimentation ein. So zeigen sowohl der Macigno wie auch die Modino-Cervarola-Einheit im gleichen Niveau, nämlich im U-Miozän, dasselbe Phänomen und können deswegen als primär nebeneinander und nicht übereinander angeordnet betrachtet werden.

d) Unmittelbar nördlich des Secchia-Tales liegt der M. Modino-Sandstein (M. Ventasso) mit seinen Basis-Serien nicht auf dem Macigno, sondern auf einem der Macigno-Hauptkammfalte vorgelagerten Sattel aus oligozänen Grauwacken. Dieser Cerreto-Sandstein (S. 189) ähnelt in der Fazies weitgehend dem Macigno oder dem M. Modino-Sandstein, weist aber in einem bis 30 m mächtigen Konglomerat aus Kristallin-Geröllen in seinem Dach eigene Züge auf (KRAMPE 1964). Erst westlich des M. Cusna, wo der Cerreto-Sattel nach SE abtaucht, vereinigen sich Macigno und M. Modino-Sandstein mit dem beschriebenen Kontakt. Wäre dieser rein stratigraphischer Natur, müsste der M. Modino-Sandstein am Macigno entlang südwestlich des Cerreto-Sattels vorbeistreichen und sich nicht nach NE abdrängen lassen (Fig. 3).

e) Während die Modino-Cervarola-Einheit den Macigno der Toskaniden II von Arezzo bis über das Secchia-Tal hinaus ständig begleitet, so dass eine sedimentäre Abfolge vorzuliegen scheint, trennen sich nördlich von Pontremoli die beiden Einheiten voneinander. Der Macigno zieht mit dem Umbiegen der M. Cetona-M. Orsaro-Struktur nach W und tritt damit nicht mehr im NW-Abschnitt des Gebirges auf. Die Modino-Cervarola-Einheit dagegen taucht unter allochthoner Bedeckung hindurch, um bei Bobbio in genauer Fortsetzung des ursprünglichen Streichens wieder an die Oberfläche zu kommen. Wie im ganzen Bereich der Modino-Cervarola-Einheit heben auch beim Vorkommen von Bobbio im SW die basalen Teile der Einheit mit verschiedenen Flyschgesteinen heraus (MUTTI 1964, SCHLÜTER 1968), doch da kein Macigno und keine anderen Serien der Toskaniden erscheinen, erweisen sich hier die Emilianiden I als unabhängig von den Toskaniden.

Lässt sich für diese Fakten nicht noch eine andere Erklärung finden, so müssen M. Modino- und M. Cervarola-Sandstein als laterale Äquivalente des Macigno auf-

gefasst werden, von dem sie während der Sedimentation eine Schwelle trennte. Da diese Schwelle sowie der tiefere Untergrund der Modino-Cervarola-Einheit aus Flyschen kretazischen und paläogenen Alters bestanden hätten, kann eine solche paläogeographische Anordnung nur im Zusammenhang mit einem Emilianischen Aussentrog gesehen werden (S. 197 und 217) Gegen diese Ansicht spricht der Oli-

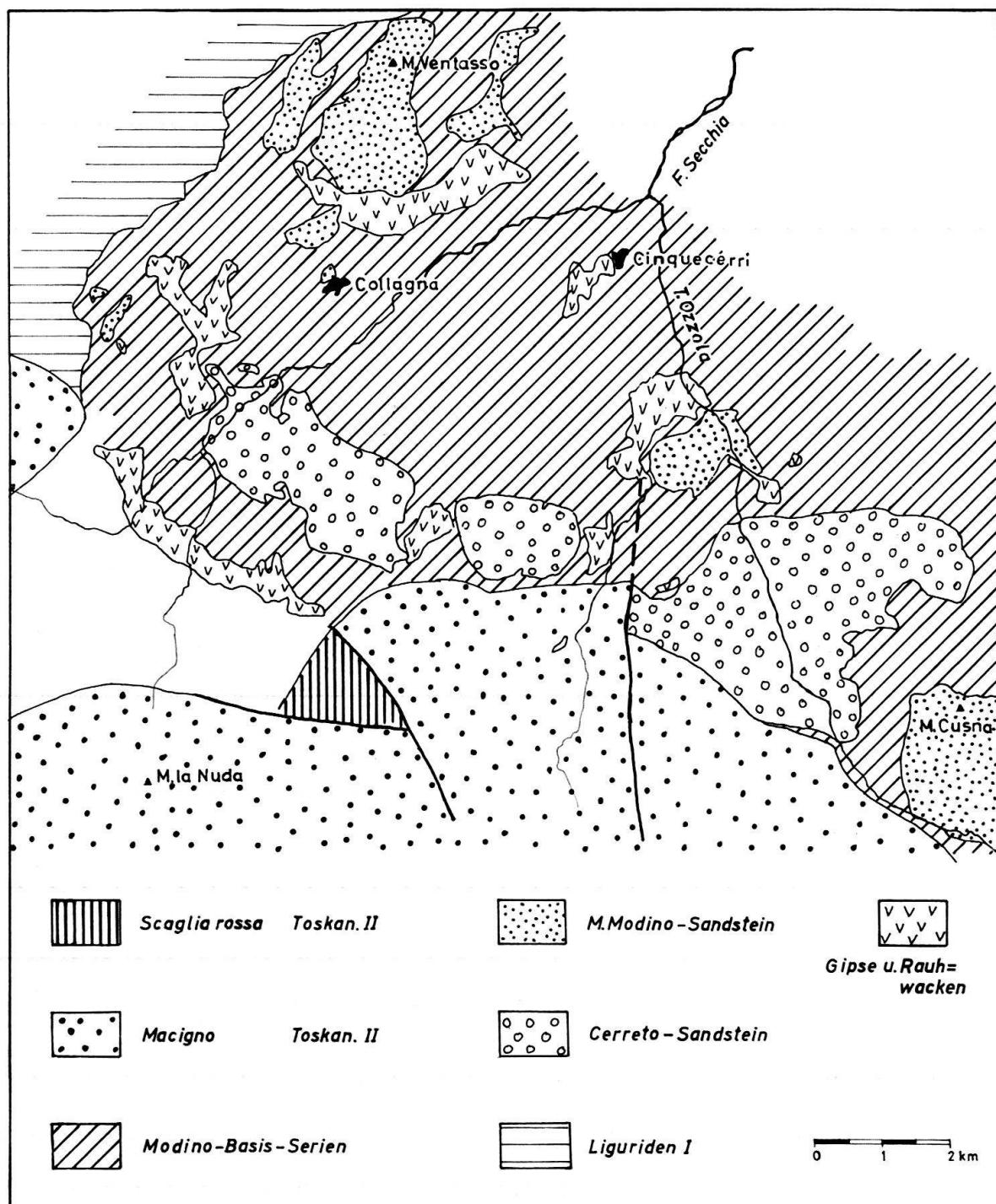


Fig. 3. Geologische Kartenskizze nach BOHNE (1966) und KRAMPE (1964). Der Sattel des Cerreto-Sandsteins taucht zwischen Macigno und M. Modino-Sandstein auf und trennt damit Toskaniden II und Emilianiden I.

sthstrom-artige Charakter, der den Macigno-Basis-Serien stellenweise zu eigen ist, sowie die Tatsache, dass im Bereich des Arno-Tales zwischen Empoli und Arezzo in den oberen Teilen des Macigno echte Olistostrome eingeschaltet sind, die teilweise aus dem Material der Modino-Basis-Serien, teilweise aber auch aus dem der Kalk-Ton-Serie (Liguriden I) bestehen. Hier ist eine sedimentäre Verbindung des Macigno mit dem M. Modino–M. Cervarola-Sandstein glaubhafter, zumal eine exakte Grenze zwischen Toskaniden II und Emilianiden I nicht gezogen werden kann.

Die bei BALDACCI et al. (1967) vertretene Meinung, die Modino-Basis-Serien stellten die liegenden, sonst nicht in Erscheinung tretenden Teile der Kalk-Ton-Einheit dar, muss als wenig wahrscheinlich abgelehnt werden. Ist doch gerade das Eozän in den Modino-Basis-Serien reich vertreten, das sich von der gleichaltrigen Kalk-Ton-Serie nicht nur lithologisch stark unterscheidet, sondern auch noch polymikte Ophiolithbrekzien führt, die es in der ganzen Kalk-Ton-Einheit nicht gibt.

Die tektonische Position der Emilianiden I lässt sich folgendermassen zusammenfassen: Im SW liegen sie mit den Modino-Basis-Serien auf dem Macigno der Toskaniden II. Von Borgo S. Lorenzo (Prov. Florenz) bis über den Transimenischen See hinaus überschreien sie mit ihrem E-Rand die Formazione marnoso-arenacea (Burdigal–Torton) der Umbro-Markiden (GHELARDONI 1962, NOCCHI 1961). Vom Passo della Futa bis Bobbio wird der NE-Rand der Einheit von verschiedenen NE-vergenten liegenden Falten gebildet, mit denen sie unter höhere Emilianische Einheiten abtaucht. Zwischen Borgo S. Lorenzo und dem M. Cimone bei Pievepelago sind die Gesteine einem intensiven Schuppenbau unterworfen (HEMMER 1966, HEYMANN 1967, v. STRUENSEE 1967). Vom Secchia-Tal ab nach NW dringen die Liguriden I–III auf das Gebiet der Modino–Cervarola-Einheit vor, die dort auch örtlich (Pracchiola) unter die überfaltete Hauptkamm-Antiklinale gerät.

Profile durch die Modino–Cervarola-Einheit zeigen, dass ihr heutiger SW-Rand ungefähr mit dem Beckenrand des M. Modino- und des M. Cervarola-Sandsteins zusammenfällt (Fig. 2).

Die Cantiere–Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

Die Verbreitung der Cantiere–Monghidoro-Einheit ist relativ gering; denn ihre Gesteine lassen sich nur vom Passo della Raticosa (Strasse Bologna–Florenz) über 70 km bis zum Secchia-Tal verfolgen. Die Schichtfolge ähnelt der der Liguriden IIIa, wenn auch die einzelnen einander entsprechenden Schichtglieder lithologisch stark differieren:

- 7. Molassegesteine des Miozäns und Pliozäns
 - 6. Loiano-Sandstein (Oligozän)
 - 5. Argille di Rio Giordano (O-Eozän)
- Diskordanz -----
- 4. M. Cantiere-Alberese (Santon–Paläozän)
 - 3. M. Cantiere-Buntschiefer mit Frassinoro-Sandstein (Cenoman–Coniac) } Ophiolithe
 - 2. M. Cantiere-Argille mit Palombinokalk (Neokom)
 - 1. Maiolica (Malm–Neokom)

Maiolica, M. Cantiere-Argille und die überwiegend von Diabasen vertretenen Ophiolithe erscheinen in einzelnen unzusammenhängenden Vorkommen an der Basis der Einheit. Sie mögen diskordant von der Buntschieferserie überlagert sein oder Gleit-

massen darin darstellen. Der Frassinoro-Sandstein ist ein etwa 50–100 m mächtiger Grauwackenhorizont (RENTZ 1967), der als Niveau dem M. Gottero-Sandstein der Liguriden III entspricht. Im Gegensatz zu den O-Kreide-Alberese der anderen Einheiten ist der M. Cantiere-Alberese reich an Grauwacken- und Kalkarenitbänken, und die Molasse von Loiano unterscheidet sich mit ihren hellen quarzreichen Sandsteinen erheblich von dem dunklen, Ophiolithschutt-führenden Tongriano (IBBEKEN und REUTTER 1967). Die Argille di Rio Giordano (SERPAGLI 1962), die im Alter, nicht in der Fazies, den M. Piano-Mergeln der Emilianiden III, IV und V entsprechen, gestatten, die Faltung der Einheit als prä- oder intra-obereozän einzustufen.

Von grosser Wichtigkeit ist die Tatsache, dass bei Loiano (Prov. Bologna) die Schichtfolge der Emilianiden II vom Oligozän stellenweise lückenlos in das Miozän und Pliozän des Poebenenrandes übergeht (WIEDENMAYER 1951, AZZAROLI 1955). Der Deckentransport dieser Einheit im Miozän muss stattgefunden haben, ohne dass die Sedimentation dieser Molassen merklich unterbrochen oder verändert wurde (MERLA 1952: S. 212).

Die tektonische Stellung der Emilianiden II ist im SW durch ihre Lage als Überschiebungsmasse auf den Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) gekennzeichnet. An den anderen Rändern sind dagegen die Verhältnisse unterschiedlicher. So taucht östlich Monghidoro (Prov. Bologna) im Idice-Tal der miozäne Grauwackenfelsch der Umbro-Markiden, die Formazione marnoso-arenacea, nach NW unter die Cantiere-Monghidoro-Einheit ab, die damit den Kontakt zwischen den Emilianiden I und den Umbro-Markiden verhüllt. Interessanterweise gehört die Überdeckung der Formazione marnoso-arenacea durch die Cantiere-Monghidoro-Einheit einer jüngeren tektonischen Phase (Torton) an, als der tektonische Kontakt zur Modino-Cervarola-Einheit, der im Burdigal entstand. Am Passo della Raticosa liegt ausserdem noch zwischen der Platte von Monghidoro und den Umbro-Markiden eine Scholle eines eozänen Alberese eingeklemmt, der vermutlich der Emilianischen Sporno-Einheit (Emilianiden V) entspricht (ZANZUCCHI 1963 b).

Im NW wird die Cantiere-Monghidoro-Einheit von recht verschiedenartigen tektonischen Komplexen flankiert. Bei Villa-Minazzo (Prov. Reggio Em.) kommt sie in die Nähe der Liguriden II, im Secchia-Tal grenzt sie an die Emilianiden III (Einheit des Innerapenninen Tongriano) und im NE schliesslich, im Rosenna-Tal, stösst sie gegen die Emilianiden IV (Cassio-Einheit). In allen diesen Fällen ist nicht zu entscheiden, welche Einheiten die tektonisch höheren oder tieferen sind, da es keine Überdeckungen gibt. Eine ähnliche Stellung wie die M. Cantiere-Platte besitzt im Taro-Tal bei Solignano ein Oberkreide-Alberese, der sich durch einen höheren Sandgehalt auszeichnet, aber wegen einiger lithologischer Unterschiede nur mit Bedenken den Emilianiden II zugerechnet werden kann.

Die Ophiolithe und ihre Begleitgesteine lassen eine Verwandtschaft der Emilianiden II mit den Liguriden III (Ligurische Ophiolith-Einheit) vermuten. Westlich Pievepelago (Prov. Modena) liegen Emilianiden II und Liguriden III nur wenige Kilometer getrennt nebeneinander. Die makroskopische Ähnlichkeit der Pillow-Laven beider Einheiten ist hier eindrucksvoll. Südwestlich von Villa-Minazzo (Prov. Reggio Em.) werden die Liguriden II von einer Serpentinit-führenden Serie überlagert, deren Zuordnung zu den Emilianiden II oder III unsicher ist. Würde die

Ligurische Ophiolith-Einheit der Cantiere-Monghidoro-Einheit voll entsprechen, so sollten ausser den Ophiolithen auch deren obere Schichtglieder auf der SW-Seite des Apennins in entsprechender Position auftreten. Dafür liegen aber bis heute keine Anzeichen vor.

Die Einheit des Innerapenninen Tongriano (Emilianiden III)

Zunächst nahm man an, dass es sich bei den ruhig gelagerten Tongriano-Molassen um transgressierende postparoxysmale Sedimente handelt. Bald zeigte die mikropaläontologische Untersuchung jedoch, dass die Basis dieser Sedimente, die diskordant über einen steilgefalteten Untergrund greifen, dem Eozän bzw. dem Oligozän angehört. Da die Unterlager der Molassen auf Serien des Oligozäns und Miozäns liegen, muss die heutige Position dieser Gesteine tektonisch erklärt werden.

Zum Innerapenninen Tongriano gehören die Vorkommen von Castelnuovo nei Monti, von Borgo Val di Taro, vom M. Roccone (zwischen Ceno- und Nure-Tal) und vom M. Piatello (zwischen Nure- und Trebbia-Tal). Die Tongriano-Schollen am äussersten NE-Rand des Apennins sind an andere tektonische Einheiten, nämlich die Cassio-Einheit (Emilianiden IV) und die Sporno-Einheit (Emilianiden V), gebunden (IBBEKEN und REUTTER 1967). Schichtfolge von Calstelnuovo nei Monti:

- 7. Sandstein des Bismantova (U.-Miozän-M. Miozän)
- 6. Mergel von Moragnano (Aquitän)
- 5. Sandstein von Ranzano («Tongriano», Oligozän)
- 4. M. Piano-Mergel (O-Eozän)
- Diskordanz -----
- 3. M. Ferrarino-Alberese (Santon-Maastricht)
- 2. Buntschiefer, Ostia-Sandstein, Ophiolithbrekzien (Cenoman-Coniac)
- 1. Argille mit Palombinokalken, Maiolica, Ophiolithe (Neokom)

Die unter dem M. Ferrarino-Alberese liegenden Serien sind infolge der Nähe der Überschiebungsbahn stark zerschert. Die Gesteine entsprechen weitgehend denen der Liguriden II und IIIa und der Emilianiden II. Hervorzuheben ist das Auftreten grosser Areale von Ostia-Sandstein. Die Ophiolithe liegen überwiegend als Serpentinit-Körper vor. Der M. Ferrarino-Alberese unterscheidet sich vom M. Cantiere-Alberese der Emilianiden II durch das Fehlen der Grauwacken und Kalkarenite. Er ist dünnbankiger und enthält mehr Schiefer als der Orocco-Caio-Alberese. Die M. Piano-Mergel überlagern diskordant die älteren Gesteine, die vor dem oder im Obereozän gefaltet und verschuppt wurden (LOESCHKE 1964). Der Sandstein von Ranzano stellt eine Flysch-Molasse-Übergangsfazies dar. Die Serien des Miozäns (Mergel von Moragnano und Sandstein des Bismantova) ähneln den gleichaltrigen Molassen der Emilianiden II.

Die tektonische Stellung des innerapenninen Tongriano lässt sich am besten am Beispiel des Vorkommens von Castelnuovo nei Monti demonstrieren. Interessant ist besonders wieder die Umgebung von Villa-Minuzzo, weil viele tektonische Einheiten hier zusammenstossen. Der M. Ferrarino-Alberese liegt mit den Argille und Buntschiefern und mit Serpentiniten an der Basis auf der Orocco-Caio-Einheit (Liguriden II) des M. Prampa. Das gleiche ist bei einigen Komplikationen auf der Ost-Seite des M. Caio bei Ranzano der Fall (LOESCHKE 1965). Südlich der Enza bei Ramiseto liegt der Ferrarino-Alberese mit seinen Basis-Gesteinen auf der Kalk-

Ton-Serie (KRAMPE 1964). Die Einheit des Innerapenninen Tongriano nimmt damit gewissermassen die Stellung der Liguriden III ein.

An der Grenze der Emilianiden III zu den Emilianiden II in der Umgebung von Villa-Minazzo und im Secchia-Tal kann man den Eindruck gewinnen, dass der M. Cantiere-Alberese (Emilianiden II) direkt in den M. Ferrarino-Alberese (Emilianiden III) übergeht (RENTZ 1967). Damit würden sich die Einheiten voll und ganz entsprechen. Einem solchen Befund stehen jedoch die lithologischen Unterschiede zwischen den jeweiligen Oberkreide-Alberese und zwischen dem Sandstein von Ranzano (Tongriano) und dem Loiano-Sandstein entgegen. Ausserdem sind die Ophiolithe der Emilianiden II normalerweise Pillow-Laven, bei Villa-Minazzo finden sich jedoch Serpentinite (S. 204). Bildet hier aber ein tektonischer Kontakt die Grenze zwischen den beiden Einheiten, so kann er nur als eine mehr als 10 km lange durch das Secchia-Tal streichende Störung gedeutet werden, die als Horizontalverschiebung zwischen zwei sich aneinander vorbeibewegenden tektonischen Komplexen angelegt wäre.

Von KRAMPE (1964) wird auf die lithologische Ähnlichkeit des Ferrarino-Alberese mit dem M. Cassio-Alberese der Emilianiden IV aufmerksam gemacht. Verfolgt man die unter der Diskordanz liegenden Alberese das Enza-Tal abwärts, so stellt man fest, dass die Ähnlichkeit mit dem M. Cassio-Alberese in nordöstlicher Richtung immer grösser wird. Südlich Ciano d'Enza und bei Viano (Prov. Reggio Em.), also in unmittelbarer Nähe NE der «Tongriano»-Platte von Castelnuovo, erscheint dann der echte Cassio-Alberese in grossen Aufschlüssen. Von BRAGA (1965) werden auch in der Nähe der Tongriano-Vorkommen vom M. Piatello und vom M. Roccone Vorkommen von M. Cassio-Alberese angegeben. Die Einheit des Innerapenninen Tongriano und die Cassio-Einheit (Emilianiden IV) dürften sich also weitgehend entsprechen, wenn auch der unmittelbare Zusammenhang nicht gegeben ist.

Die Cassio-Einheit (Emilianiden IV)

Mit grosser Konstanz wird der NE-Rand des Apennins zwischen Tortona und Serramazzoni von dem durch seine Lithologie auffallenden Oberkreide-Alberese des M. Cassio begleitet (SAMES 1963, REUTTER und SAMES 1964). Er ist ein Glied folgender stratigraphischer Serie (Taf. III):

6. Sandstein von Ranzano (Oligozän)
5. M. Piano-Mergel (Obereozän)
4. Serie von Viano (Paläozän-Eozän)
3. M. Cassio-Alberese (Santon-Maastricht)
2. Buntschiefer und Ostia-Sandstein mit Konglomerat der Salti del Diavolo (Cenoman-Coniac)
1. Radiolarit, Aptychenkalk, Argille mit Palombinokalk, Ophiolithe (Malm-Neokom)

Radiolarit, Aptychenkalk (ZANZUCCHI 1961) und die meist als Serpentinite auftretenden Ophiolithe liegen zusammen mit den Argille als stark durchbewegte, chaotische Folge an der Basis der Einheit. Teilweise sind sie in die Buntschiefer und den Ostia-Sandstein als resedimentierte Massen eingelagert. Der weit verbreitete Ostia-Sandstein («Scabbiazz-Sandstein» bei LUDWIG 1929 und BRAGA 1965) zeichnet sich örtlich durch Kalkbrekzienlagen und glimmerreiche Partien aus. Von besonderer Bedeutung für eine paläogeographische Rekonstruktion ist der nahe der Basis des M. Cassio-Alberese in den Ostia-Sandstein eingeschaltete Konglomerat-Horizont der

Salte del Diavolo (SAMES 1963, 1965). Der M. Cassio-Alberese unterscheidet sich von den Oberkreide-Alberese der anderen Einheiten durch seine mächtigen hellen Mergelbänke. Die M. Piano-Mergel und der Sandstein von Ranzano finden sich bei Viano im Hangenden des Cassio-Alberese. Im Gegensatz zur Innerapenninen Tongriano-Einheit (Emilianiden III) liegen sie dort konkordant auf dem Alberese und gehen aus ihm über die Serie von Viano ohne Schichtlücke hervor (MAIOLI 1961). In allen anderen Fällen ist die Schichtfolge nicht vollständig. Nördlich des Staffora-Tales liegt das Tongriano diskordant auf dem M. Cassio-Alberese und den tieferen Horizonten. Offensichtlich gab es im Bereich der Cassio-Einheit einen im Eozän gefalteten internen Teil und einen ungefalteten externen Teil, in dem die Sedimentation ohne Unterbrechung weitergehen konnte. In dieses Bild passen auch die engen Beziehungen der Emilianiden IV zu den intern liegenden Emilianiden III, die eine entsprechende Diskordanz aufweisen. Die tektonische Situation der Cassio-Einheit ist über ihre ganze Länge nahezu konstant. Die einzelnen Schollen des M. Cassio-Alberese bilden meist einfach gebaute Synkinalen, die nach NE auf die Sporno-Einheit (Emilianiden V) aufgeschoben sind (WIEDENMAYER 1955, ZANZUCCHI 1961, SERPAGLI 1965). Die Beziehungen zu den südwestlich gelegenen Einheiten sind unübersichtlicher. Südwestlich Serramazzoni (Rosenna-Tal) stösst die Cassio-Einheit entlang einer Störung auf die Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II). Da die Argille mit Palombinokalken und die Buntschiefer beider Einheiten sich sehr ähnlich sind, lässt sich eine Abgrenzung nur durchführen, wenn die Oberkreide-Alberese oder die Ophiolithe erscheinen. Die Emilianiden IV scheinen hier die höhere Einheit zu sein, doch ist wegen des Fehlens einer weitreichenden Überlagerung eine genaue Aussage dazu unmöglich.

Das Vorkommen des M. Cassio ist zwischen Parma- und Baganza-Tal mit seinem Südrand auf die Liguriden II (Scholle des M. Caio) aufgeschoben. Zwischen Arda- und Nure-Tal überlagern die Emilianiden IV mehrfach Alberese der Oberkreide vom M. Caio-Typ (ISTITUTO GEOL. PARMA 1965, BRAGA 1965), deren Zugehörigkeit zu den Liguriden II jedoch unsicher ist (S. 196).

Beim Zusammentreffen mit anderen Einheiten stellen sich die Emilianiden IV immer als höchster tektonischer Komplex dar. Dort, wo sie auf weit vorgeschobenen Liguriden I oder II liegen, entsprechen sie in der tektonischen Stellung den Liguriden III oder IIIa. Im Bereich des Staffora-Tales liegt die Cassio-Einheit unmittelbar neben der Antola-Einheit. Die beiden Einheiten, deren Grenze von einem stark gefalteten Tongriano überdeckt wird, gehen jedoch nicht ineinander über, sondern ziehen nebeneinander her (IBBEKEN und REUTTER 1967).

Besonders hervorgehoben zu werden, verdient ein kleines Vorkommen von M. Cassio-Alberese und Ostia-Sandsteinen mit den Konglomeraten der Salte del Diavolo, das im Scoltenna-Tal nordöstlich Pievepelago (Prov. Modena) liegt. Die Gesteine sind hier in Form einer 1–2 km² grossen Scholle in die Sestola–Vidiciatico-Serie (U-Miozän) der Emilianiden I als Gleitmasse einsedimentiert.

Die Sporno-Einheit (Emilianiden V)

Vom äussersten Norden des Apennins südlich Pavia bis in die Nähe von Bologna begleitet die Sporno-Einheit mit einigen Unterbrechungen den Rand des Apennins zur Poebene. Da sie auch in den Hügeln von Turin erscheint (SAMES 1968) und noch

südwestlich San Marino angetroffen wird, bemisst sich die Erstreckung dieser Einheit auf 360 km. Die Schichtfolge des tieferen Teiles der Emilianiden V ist ungewiss, nur tertiäre Glieder und ein Übergangsglied zur Oberkreide sind bekannt geworden (Taf. III):

5. Sandstein von Ranzano (Oligozän)
4. Mergel von M. Piano (O-Eozän)
3. M. Sporno-Alberese (Paläozän bis O-Eozän)
2. ? Kalke von Bettola ? (Campan-Maastricht)
1. ? Buntschiefer, Ostia-Sandstein ?

Das wesentliche Element dieser Einheit ist der ca. 2000 m mächtige M. Sporno-Alberese, dessen Sand-Kalk-Mergel-Bänke sich in 3 Niveaus gliedern lassen (ISTITUTO GEOL. PARMA 1965). BRAGA (1965) beschreibt sedimentäre Übergänge vom M. Sporno-Alberese in die liegenden oberkretazischen «Calcari di Bettola». Da diese Bettola-Kalke mit dem M. Caio-Alberese (Liguriden II) parallelisiert werden, kommt dieser Tatsache grosse paläogeographische Bedeutung zu (S. 192 und 196). Der M. Sporno-Alberese wird ohne Diskordanz von M. Piano-Mergeln und dem hier flyschartigen Sandstein von Ranzano überlagert (BONI 1961).

Die Gesteine sind meist in eine oder mehrere Mulden gelegt, bei denen die Sättel durch Aufschiebungen ersetzt sind (ZANZUCCHI 1961). Das wichtigste Merkmal der tektonischen Position ist die Aufschiebung der Cassio-Einheit im SW. Nach NW ist die Sporno Einheit teils über die jungen Sedimente des Poebenenrandes geschoben, teils scheint sie auch darunter abzutauchen.

Nachdem bei Savigno im Bologneser Apennin der M. Sporno-Alberese zum letzten Mal am Rande der Poebene erscheint, schwenkt er apenninwärts zurück und findet sich am Passo Raticosa bei Monghidoro in einigen kleinereren Schollen eingeklemmt zwischen der Cantiere-Monghidoro-Einheit und der Umbro-Markischen Formazione marnoso-arenacea. In Form grosser allochthoner Platten erscheint er dann noch einmal bei San Marino, wieder auf der Formazione marnoso-arenacea der Umbro-Markiden.

Die Umbro-Markiden

Südöstlich von Monghidoro taucht aus dem Sillaro-Tal ein miozäner Grauwacken-Flysch, die «Formazione marnoso-arenacea», in einem 30 km breiten Streifen auf und zieht nach SE weiter. Erst südlich Urbino werden die tieferen Teile der Einheit frei, nämlich eine bis in die Obertrias hinabreichende Schichtfolge, die mit geringen Unterschieden der Serie der Toskaniden II gleicht. Einer dieser Unterschiede liegt darin, dass das Ammonitico rosso nicht im Sinemurium, sondern im Toarcium auftritt. Ausserdem ist der Gehalt an Kieselsäure in den mesozoischen Kalken geringer. Wichtiger sind die Abweichungen im oberen Teil der Serie, die sich folgendermassen zusammensetzt (s. Taf. III):

5. Obermiozän-(Messiniano-), Pliozän- und Pleistozän-Molasse
4. Formazione marnoso-arenacea (Burdigal-Torton)
3. Scaglia cinerea (Oligozän-Aquitan)
2. Scaglia rossa (Oberkreide-Eozän)
1. Kalkiges Mesozoikum (Obertrias-Unterkreide)

Der Flysch (formazione marnoso-arenacea) setzt im Unterschied zu dem der Toskaniden (Macigno) erst im Miozän ein. Interessanterweise besitzt die Scaglia cinerea

Fazies-Äquivalente in den Toskaniden II und in der Modino-Cervarola-Einheit. Im ersten Fall sind es die Rovaggio-Mergel an der Basis und die Ponteccio-Mergel am Dach des Macigno. Im zweiten Fall sind es die Mergel von Marmoreto, die Mergel der Pievepelago-Formation und der Sestola-Vidiciatico-Serie sowie die Suviana-Mergel.

Stellt man die Schichtfolge der Umbro-Markiden der der Emilianiden I gegenüber, so könnte man den Suviana-Sandstein für die südwestliche Randfazies der Formazione marnoso-arenacea halten und damit die Grauwacken der beiden Einheiten als Produkte eines einzigen Sedimentationsraumes ansehen, dessen Senkungssachse nach aussen wanderte. Allerdings müssen in diese Betrachtung auch die Flachwasser-Sedimente des «calcare organogeno» (Helvet-Torton, ein klassischer Aufschluss ist der Felsen von San Marino) einbezogen werden, die heute, zusammen mit Emilianischen Gesteinen, allochthon auf der Formazione marnoso-arenacea liegen. Sie müssen auf dem die Modino-Cervarola-Einheit bedeckenden Ligurisch-Emilianischen Allochthon abgelagert worden sein, wenn man sie nicht als Sedimente einer Schwelle aus Emilianischem Material interpretieren will, die ursprünglich Emilianiden I und Umbro-Markiden trennte.

Die Umbro-Markiden heben sich mit ihren Faltenzügen deutlich auf allen Karten heraus, so dass ihre Fortsetzung zum Zentralapennin gut zu verfolgen ist. Bei Perugia biegt die Einheit nach S ab und streicht auf die jungen Vulkane der Umgebung Roms zu (Umbrischer Bogen!). Nach N bzw. NW lässt sich jenseits des Idice-Tales keine Fortsetzung erkennen, da sich die verschiedenen Emilianischen Einheiten über die Formazione marnoso-arenacea legen. Es lässt sich daher nicht sagen, wo das Nordende dieses miozänen Flyschtriges liegt. Genausowenig kann man feststellen, ob diese Einheit unter dem NE-Rand des Apennins bleibt oder ob sie unter dem Apenninkörper hervor in den Untergrund der Po-Ebene abschwenkt. Vermutlich sind die miozänen Sandsteine bei Salsomaggiore (W Parma) nordwestliche Äquivalente der Formazione marnoso-arenacea, doch fehlt ihnen der flyschartige Charakter.

Die Umbro-Marken-Einheit stellt offenbar ein Autochthon dar, das den Nordapennin nach NE abgrenzt. Die Falten des Mesozoikums südlich Urbino und Pesaro dürften dennoch an ihren Gipsen vom präobertriassischen Untergrund abgesichert sein, da nie tiefere Schichtglieder als die Obertrias in den Sattelkernen erscheinen. Dieses Autochthon wird von SW und W her von verschiedenen tektonischen Einheiten überfahren. Vom Trasimenischen See bis zum Passo della Futa ist es die Modino-Cervarola-Einheit, weiter nördlich die Cantiere-Monghidoro-Einheit und die Sporno-Einheit. Im SE grenzt sie mit einer weit verfolgbaren Störungszone – vermutlich einer grossen Seitenverschiebung (wrench fault) – an den Kalkapennin der Abruzzen.

BETRACHTUNGEN ZUR PALÄOGEOLOGISCHEN ANORDNUNG DER TEKTONISCHEN EINHEITEN

Schichtbestand und heutige Stellung der tektonischen Einheiten des Nordapennins gestatten, Rückschlüsse auf die paläogeologische Situation vor den grossen Dislokationen durch die Orogenese zu ziehen, selbst wenn diese Liste der tektonischen Einheiten nicht vollständig sein sollte.

In dem Apennin-Querprofil Carrara–Modena (Taf. II) kommt die tektonische Verteilung der Einheiten deutlich heraus. Danach werden die tiefsten tektonischen Bereiche von den Toskaniden I im Zentrum des Nordapennins und von den Umbro-Markiden an seinem E-Rand gebildet. Über den Toskaniden I liegen die Toskaniden II in annähernd symmetrischer Position. Darauf folgen im SW die Liguriden I–III, die zu einem kleinen Teil auch im NE vertreten sind. Während im SW die Kalk-Ton-Einheit jedoch unmittelbar auf den Toskaniden II liegt, befindet sich im NE die Modino–Cervarola-Einheit an dieser Stelle, und die Kalk-Ton-Einheit liegt stellenweise auf ihr, ebenso wie die Oocco–Caio-Einheit und die Ligurische Ophiolith-Einheit. Die höheren Emilianischen Einheiten sind auf den NE beschränkt und erscheinen nirgends im SW.

Bei der Rekonstruktion der paläogeologischen Verhältnisse ergibt sich eine Vielzahl von Möglichkeiten der Anordnung der Einheiten, von denen die wahrscheinlichsten diskutiert werden sollen.

Die ursprüngliche Anordnung der Toskaniden

Die Toskaniden II wurden noch während der Sedimentation des Macigno von allochthonen Massen erreicht, die darin als Olistostrome eingeschaltet sind (S. 188). Im SW bestehen die Olistostrome aus dem Material der Liguriden I, besonders der Kalk-Ton-Serie, im NE aus den Gesteinen der Modino-Basis-Serien der Emilianiden I. Die Toskaniden I sind dagegen nur von allochthonen Gesteinen überlagert, die selbst Toskanisch sind, nicht aber von Ligurischen oder Emilianischen Gesteinen. Die Überschiebung der Toskaniden II über die Toskaniden I erfolgte entweder, als sich das allochthone Ligurisch-Emilianische Material schon auf den Toskaniden II befand, oder sie fand statt, ohne dass die Sedimentation des Toskaniden II–Macigno unterbrochen wurde.

BALDACCI et al. (1967) geben der ersten Möglichkeit den Vorzug. Sie stellen die Überschiebung der Liguriden (+ Emilianiden) auf die intern gelegenen Toskaniden II etwa ins Aquitan, die der Toskaniden II, zu denen auch die Modino–Cervarola-Einheit gezählt wird, über die Toskaniden I ins Torton. Da sie die obersten Partien des Pseudomacigno (Macigno der Toskaniden I) für abgesichert halten, kann ein ligurisches Allochthon auch nicht auf den Toskaniden I erwartet werden.

Nimmt man dagegen an, die Überschiebung der Toskaniden II (ohne die Modino–Cervarola-Einheit) erfolgte während der Sedimentation des Macigno, so müssen die Toskaniden I vor Ankunft der Liguriden und Emilianiden durch Versenken in grössere Tiefen der Oberflächengeologie entzogen worden sein. Dieses Absinken, das in der Regionalmetamorphose der Toskaniden I seinen Ausdruck findet, könnte theoretisch sowohl im SW wie auch im NE oder sogar im Zentrum der Toskaniden II erfolgt sein. Der letzte Fall ist wegen des Fehlens einer Nahtlinie in den Toskaniden II unwahrscheinlich.

Lagen die Toskaniden I im SW der Toskaniden II, so wäre ihre Versenkung mit der Annäherung des Ligurikums an die Toskaniden II in Beziehung zu bringen. In diesem Fall wären die Toskaniden I von SW her unterschoben worden, und der relative Sinn der Deckenüberschiebung wäre entgegen der Ansicht der meisten Bearbeiter

nach SW gerichtet gewesen. Vergenzen und Stratigraphie widersprechen einer solchen Vermutung nicht unbedingt (STAUB 1951, WACHSMUTH 1966). Die grosse westvergente liegende Falte von La Spezia und das vermutlich geringere Alter des Macigno der Toskaniden II (Lepidocyclinen sind bisher noch nicht von der Basis des Pseudomacigno beschrieben worden) könnten als Argumente für eine solche paläogeographische Ausgangssituation angeführt werden.

Wenn sich die Toskaniden I ursprünglich nordöstlich der Toskaniden II befanden, so ergeben sich gerade bezüglich der Modino-Cervarola-Einheit besondere Konsequenzen, wobei wieder zwei Möglichkeiten zu diskutieren sind. Existierte ein externes Emilianisches Faziesgebiet, bewirkte die Absenkung der Toskaniden I dessen Annäherung und Antriebung an die Toskaniden II (S. 218). Gab es kein externes Emilianikum, kann man entweder mit BALDACCI et al. (1967) die Modino-Cervarola-Einheit als externen Teil der Toskaniden II ansehen, der mit ihnen über die Toskaniden I bis in das Gebiet der Umbro-Markiden als Decke überschoben wurde, oder man nimmt an, dass in einem vom O-Oligozän bis in das Miozän dauernden Vorgang die Toskaniden II sich über die Toskaniden I schoben und gleichzeitig die Modino-Cervarola-Einheit im Frontbereich der Decke sedimentiert wurde (S. 216).

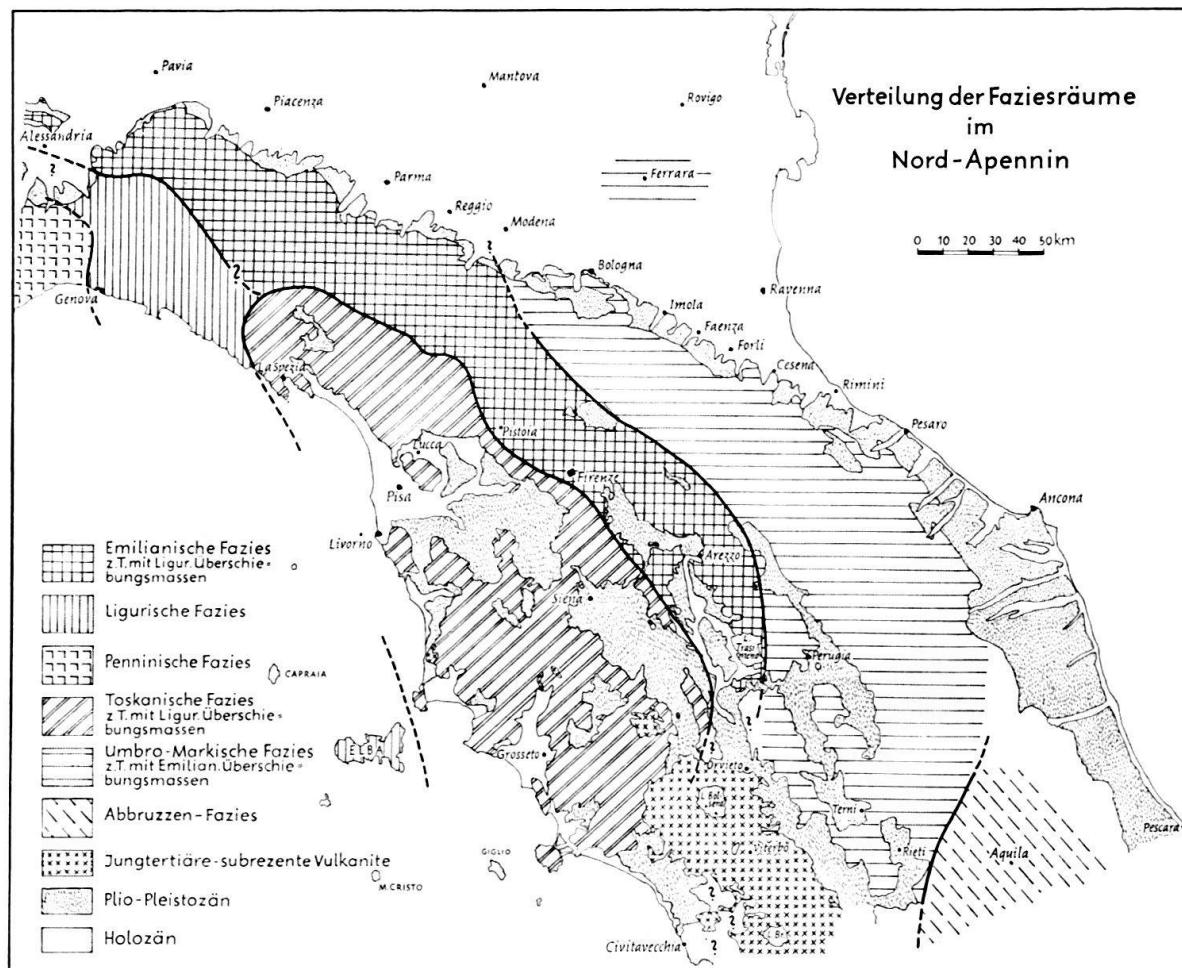


Fig. 4. Verteilung der Faziesräume des Nordapennins unter der Voraussetzung, dass ein externer Emilianischer Eugeosynklinaltrog existiert.

Von GIANNINI, NARDI und TONGIORGI (1962) wurde die M. Orsaro-M. Cetona-Struktur (S. 187) als Stirnfalte der Toskaniden II-Decke gedeutet, doch wurde diese Ansicht dann wieder verworfen (BALDACCI et al. 1967), da nun von ihnen als Stirn der Überschiebung der NE-Rand der Modino-Cervarola-Einheit angenommen wird. Auffällig ist das Umbiegen dieser Struktur bei Pontremoli, wo sie aus der SE-NW-Richtung in E-W- und sogar ENE-WSW-Richtung übergeht. Da ausserhalb dieser Struktur kein tieferer toskanischer Untergrund mehr auftaucht, könnte man sie auch als ein tektonisches Element ansehen, das der paläogeographisch vorgezeichneten Grenze des Toskanikums gegen das nordöstlich liegende Emilianikum folgt (REUTTER und SAMES 1964).

Hält man die Emilianiden für weit überschobene Teile der Liguriden, so darf man annehmen, dass die Toskanische Fazies unter den Emilianischen Gesteinen hindurch sich nach E mit den Umbro-Markiden und nach N mit den Südalpen verbindet. Lag jedoch im NE der Toskaniden ein Emilianischer Geosynkinalraum, so waren sie spätestens von der Mittelkreide ab von den Umbro-Markiden und den Südalpen durch einen tiefen Flyschtrough getrennt. Wenn sich Ligurikum und Emilianikum auf der Höhe des Taro-Tales vereinigten, so muss hier das primäre NW-Ende des Toskanikums für den Abschnitt M-Kreide bis Oligozän und damit auch das NW-Ende des grossen Macigno-Trogs gelegen haben, das heute unter einer Transversalstruktur verborgen sein mag (S. 219).

Ungeklärt ist die Frage nach dem Material-Liefergebiet für den Toskanischen Macigno. Sämtliche Strömungsmarken weisen auf eine Herkunft von NW aus dem Raum der heutigen Poebene, doch ist wahrscheinlicher, dass das Becken an einer seiner Seiten von einer Kristallinschwelle begrenzt war, deren Lage jedoch nicht bekannt ist. Die Konglomerate des Cerreto-Sandsteins, der möglicherweise zu den Toskaniden gerechnet werden muss (S. 189), sprechen für eine Transportrichtung aus NE oder N.

Die Herkunft der Liguriden

Da Teile der Liguriden, nämlich die Antola-Einheit (Liguriden IIIa), heute noch in parautochthone Position auftreten, kann es über den Ursprung des Gesteinsmaterials aus SW keinen Zweifel geben. Die Rekonstruktion der Sedimentationsräume der verschiedenen Ligurischen Einheiten ist jedoch sehr schwierig, zumal – je nach Interpretation – auch die Emilianischen Einheiten in die Betrachtung mit-einbezogen werden müssen.

Es kann als sicher gelten, dass die Liguriden IIIa das internste (am weitesten südwestlich gelegene) Element des Ligurikums sind, während die Liguriden I das externste (am weitesten NE gelegene) Element darstellen dürften. Diese Feststellung gilt auch dann, wenn die Emilianiden als besonderer Teil der Liguriden (d. h. beide zusammen als Tyrrheniden) aufgefasst werden. Alle anderen Einheiten müssen sich zwischen diesen beiden Extremen befinden haben (Taf. IV). Von REUTTER (1961) wurde die Vorstellung geäussert, die Liguriden II seien das Hangende der Liguriden III gewesen, das im Laufe der Orogenese nach NE abglitt und dem später die Liguriden III folgten. Die Datierung der oberen Buntschiefer-Serie der Liguriden III als Paläozän durch PASSERINI (1965) macht diese Deutung jedoch ungültig, es sei

denn, die Alterserstellung des M. Antola- und des Orocco-Caio-Alberese würde sich ebenfalls als Paläozän statt als Santon-Maastricht erweisen. Diese Möglichkeit scheint nicht ausgeschlossen zu sein (S. 194).

Das von ELTER und RAGGI (1965) gegebene paläogeographische Schema der Trennung der Liguriden II von den Liguriden III und damit auch von den Liguriden IIIa durch eine Ophiolithschwelle in der O-Kreide und im Paläozän (Bracco-Schwelle) mag für den Bereich nördlich La Spezia zutreffen. Für den Raum des Trebbia- und Staffora-Tales kann es aber nicht mehr gelten, da hier innerhalb der Antola-Einheit die Liguriden IIIa lithologisch – nicht tektonisch – in die Liguriden II überzugehen scheinen. Überhaupt berücksichtigt es nicht die offensichtliche lithologische Verwandtschaft dieser beiden Einheiten.

An die Liguriden II schloss sich im NE vermutlich die Dosso-Einheit an (S. 196). Der O-Kreide-Alberese des M. Caio (Liguriden II) trägt über sich tertiäre Mergel und Sandsteine, die dem M. Dosso-Alberese gleichen, und am M. Dosso (ISTITUTO GEOL. PARMA 1965) wie bei Farini d'Olmo (BRAGA 1965) findet sich unter dem Tertiär wieder der O-Kreide-Alberese, allerdings in wesentlich geringerer Mächtigkeit als am M. Caio.

Hält man die Emilianiden für eine selbständige, auch ursprünglich extern gelegene Zone, so müssten sich nordöstlich an die Liguriden II und die wahrscheinlich dazu gehörende Dosso-Einheit die Liguriden I angeschlossen haben, deren Gropo-Vescovo-Kalk und Kalk-Ton-Serie sich gut aus dem M. Dosso-Alberese entwickeln könnten. P. Bratica-Sandstein und Petrignacola-Sandstein kommen altersmäßig dem Macigno nahe. Da jedoch petrographisch zwischen dem grossenteils aus Basalt- und Andesitschutt bestehenden Petrignacola-Sandstein und dem aus Grundgebirgsmaterial aufgebauten Macigno ein grosser Unterschied existiert, kann man annehmen, dass ihre Sedimentationsgebiete durch eine z. T. aus Vulkaniten gebildete Schwelle voneinander getrennt waren. Es könnte das die «insubrische Schwelle» sein, die von G. ELTER, P. ELTER, STURANI und WEIDMANN (1966) aus den Westalpen bis in den Apennin hineingezogen wird.

Die Herkunft der Emilianiden II, III, IV und V

Die Emilianiden II, III und z. T. auch IV zeichnen sich durch eine kräftige Faltung vor oder im Obereozän aus, gleichzeitig aber auch durch eine diskordant auf den Flyschen liegende Molasse des Oligozäns und Miozäns. Das und ihre Position als relativ hohe tektonische Einheiten machen sie den Liguriden IIIa vergleichbar. Der äussere Teil der Emilianiden IV und die Emilianiden V sind von dieser Faltung nicht berührt worden; die Sedimentation geht hier kontinuierlich in das Oligo-Miozän über. Sie sind dadurch als relativ externe Einheiten charakterisiert.

Zwei Möglichkeiten sind für die paläogeographische Einordnung der Emilianiden II–V in Betracht zu ziehen:

1. Sie stellen ein besonderes Glied der Liguriden dar und sind mit ihnen aus dem Raum der heutigen Tyrrhenis über das Toskanikum hinweg als Gleitdäcken nach NE vorgestossen (Taf. IV). Die ursprüngliche Anordnung der verschiedenen Einheiten könnte dann von SW nach NE die Reihenfolge besessen haben: Liguri-

den III a + III / Liguriden II / Dosso-Einheit / Emilianiden II + III / Emilianiden IV / Emilianiden V / Liguriden I. Die obereozäne Faltungsphase betraf das ganze Gebiet von den Liguriden III a bis zu den Emilianiden IV, verschonte aber deren äusseren Teil und die daran nordöstlich anschliessenden Einheiten. Im Laufe dieser Faltung muss es zur Anlage von westvergenten Strukturen und zu einer W- bis SW-gerichteten Überschiebung der Emilianiden III und IV auf die Dosso-Einheit und die Liguriden II gekommen sein. Derartige Vergenzen würden bedeuten, dass in diesem Tyrrhenischen Raum im Obereozän noch Beanspruchungen im Sinne des Westalpen-Bauplans erfolgten. Nach der Faltung wurden auf den gefalteten Serien die M. Piano-Mergel und das Tongriano sedimentiert. Das Innerapennine Tongriano brauchte in diesem Fall keine eigene tektonische Einheit darzustellen.

Im U-Miozän, während der Hauptphase der tektonischen Einengung, muss schliesslich der noch nicht gefaltete äussere Teil sowie der gefaltete innere Teil dieses Tyrrhenischen Gebietes nach NE bewegt worden sein. Zunächst eilten die Liguriden I voraus, über die hinweg alle Einheiten von den Liguriden III a bis zu den Emilianiden V mit den Oligozän-Molassen darauf als ein einheitlicher Decken-Komplex glitten (BONI 1961). Dabei wurden NE-vergente Falten angelegt, und die Emilianiden V wurden randlich von den Emilianiden IV überschoben. Auch andere interne Überschiebungen, wie die der Liguriden III auf die Liguriden II, entstanden, aber die im O-Eozän angelegten Verschuppungen und Falten blieben unter der Tongriano-Bedeckung im wesentlichen erhalten. Stellenweise wurde während dieser bis 100 km weit reichenden Überschiebung die Sedimentation der Miozän-Molassen auf dem sich bewegenden Untergrund nicht unterbrochen. BALDACCI et al. (1967) wollen diese Deckenbewegung erst im Torton ablaufen sehen, so dass die Molassen des Burdigal und Helvet («Sandstein von Bismantova» etc.), die vor allem im Bologneser Apennin verbreitet sind, voll an der Deckenüberschiebung teilgenommen hätten. Die sedimentäre Einschaltung einer Scholle des M. Cassio-Alberese in das U-Miozän der Modino-Cervarola-Einheit (S. 207) beweist jedoch, dass Teile der höheren Emilianiden schon im U-Miozän bewegt wurden.

Unter derselben Voraussetzung über die Herkunft der Emilianiden ist auch noch eine etwas andere Anordnung der Einheiten zu erwägen, von SW nach NE: Liguriden III a / Emilianiden II, III, IV / Liguriden III / Liguriden II / Dosso-Einheit / Emilianiden V / Liguriden I. Sie trägt vor allem den Tatsachen Rechnung, dass BRAGA (1965) Sporno-Einheit (Emilianiden V) und Dosso-Einheit auf Grund des gemeinsamen Unterlagers der Kalke von Bettola zu einer Einheit zusammenfasst und dass diese Gesteine zusammen mit den Liguriden II von den Emilianiden II-IV örtlich tektonisch überlagert werden. Gegen dieses Schema sprechen die Brekzien und Konglomerate im Ostia-Sandstein der Emilianiden IV, die im Cenoman und Turon die Nähe einer Schwelle mit südalpiner Fazies erfordern (SAMES 1967, 1968). Auch für die Rekonstruktion des Sedimentationsraumes des Tongriano ergeben sich hierbei Schwierigkeiten, da die beiden Einheiten, auf denen das Tongriano konkordant liegt, die Emilianiden IV und V, durch andere Einheiten getrennt werden.

2. Bei den verschiedenen möglichen Anordnungen von Emilianiden II-V und Liguriden I-III a in einem «Tyrrhenischen» Sedimentationsraum ergibt sich eine grosse Schwierigkeit: Die Emilianiden müssen über die bereits auf den Toskaniden II liegenden Liguriden I hinweg in den NE-Teil des Apennins geglitten sein. An der

tektonischen Grenze zwischen den Liguriden I und den daraufgeschobenen Liguriden II sind aber nirgends Reste Emilianischer Gesteine zu erkennen, die als Zeugen für die «Durchreise» dieser grossen Deckenmassen gelten könnten. Vor der Ankunft der Liguriden I können die Emilianiden wegen der Olistostrom-artigen Verzahnungen der Kalk-Ton-Serie (Liguriden I) mit dem Macigno keinesfalls aus der Tyrrhenis herausgekommen sein. Auch die Grenze Liguriden II / Liguriden III lieferte keine Reste der Emilianiden. Die Liguriden I-III bilden vielmehr zwischen dem Trebbia-Tal und der Catena Metallifera eine derartig geschlossene Auseinanderfolge, dass die paläogeographische Einordnung der Emilianiden zwischen ihnen nicht sinnvoll zu sein scheint.

Wenn man nun annimmt, dass die Emilianiden II-V der Toskana nordöstlich in einem Emilianischen Aussentrog vorgelagert waren, der sich mit dem Ligurikum nach dem Verschwinden des Toskanischen Faziesraums nordwestlich des Taro-Tales vereinigte (Fig. 4, Taf. V, S. 219), so ergibt sich ein gänzlich verschiedenes paläogeographisches Modell. Im NW-Abschnitt war dann die primäre Anordnung: Liguriden IIIa + III / Liguriden II / Dosso-Einheit / Liguriden I / Emilianiden I / Emilianiden III + IV / Emilianiden V. Im SW-Abschnitt dagegen: Liguriden IIIa und III / Liguriden II / Liguriden I / Toskaniden / Emilianiden I / Emilianiden II / Emilianiden III + IV / Emilianiden V. Bei dieser Hypothese muss vorausgesetzt werden, dass im O-Eozän die Liguriden IIIa und eventuell III und II sowie die Emilianiden I (?), II, III und teilweise IV gefaltet wurden, während das dazwischenliegende Gebiet der Toskaniden und der Liguriden I ungefaltet blieb.

Bei einer solchen paläogeographischen Anlage könnte ein Teil der Olistostrome der Emilianiden I durch von NE kommende Gleitmassen aufgebaut worden sein. Während der Orogenese im Miozän müssen die Emilianiden I zusammen mit den Emilianiden II-V infolge der lateralen Einengung vom tieferen Untergrund abgescherzt und von SW durch den Macigno der Toskaniden II sowie von NE durch die Formazione marnoso-arenacea der Umbro-Markiden unterschoben worden sein. Dabei entstanden interne Verschuppungen und die Überschiebungen der Emilianiden II nach SW auf die Emilianiden I und der Emilianiden IV nach NE auf die Emilianiden V, in denen ein fächerförmiger, symmetrischer Bauplan zum Ausdruck kommt. Das Tongriano und die anderen Molassen des Oligozäns und Miozäns wären nach einer starken Faltung im O-Eozän auf den Emilianischen Einheiten im NE des Macigno-Gebietes abgelagert und mit ihrem Untergrund später nur wenig verfrachtet worden (IBBEKEN und REUTTER 1967).

Die Bedeutung der Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit)

Entsprechend den für die Emilianiden II-V dargelegten Möglichkeiten der paläogeographischen Anordnung muss auch die Stellung der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) verschieden beurteilt werden (S. 197).

1. Setzt man voraus, die Liguriden und Emilianiden wären aus demselben «Tyrrhenischen» Eugeosynkinalgebiet hervorgegangen, so müssen sämtliche im Nordapennin anzutreffenden Argille mit Palombino-Kalken, Ophiolithe und Ophiolithbrekzien, die Alberese der O-Kreide und des Tertiärs sowie andere dazugehörige Gesteine diesem Gebiet entstammen. Auch die Modino-Basis-Serien, die als Olisto-

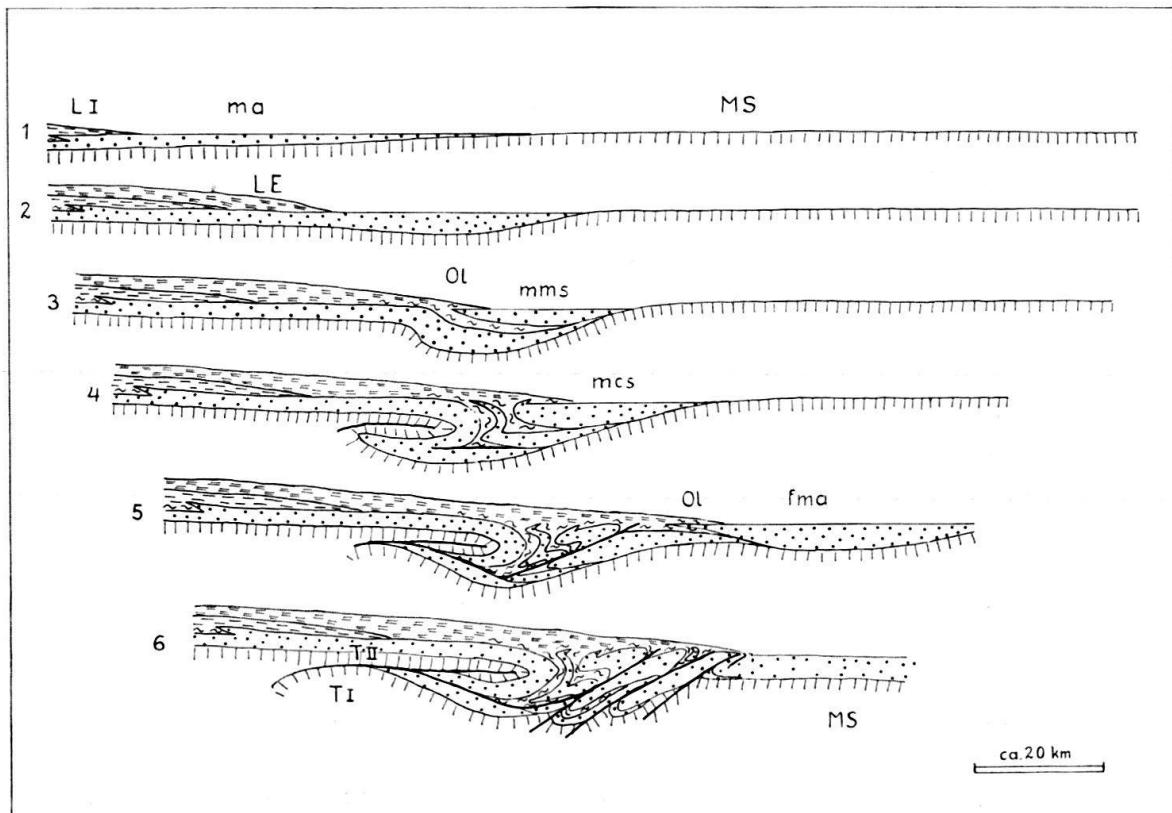


Fig. 5. Entstehung und tektonische Bedeutung der Modino-Cervarola-Einheit unter der Voraussetzung, dass Emilianiden und Liguriden Tyrrhenischen Ursprungs sind und die Toskaniden I von SW durch die Toskaniden II überschoben werden. Die Überschiebungen finden ohne Unterbrechung der Sedimentation statt. Zeitraum O-Oligozän (1) bis M-Miozän (6). LI = Liguriden I, ma = Macigno, MS = Kalkiges Mesozoikum und Scaglia rossa und cinerea, LE = höhere Ligurische und Emilianische Einheiten, OL = Olistostrome, mms = M. Modino-Sandstein, mcs = M. Cervarola-Sandstein, fma = Formazione marnoso-arenacea, T II = Toskaniden II, T I = Toskaniden I.

strom zu gelten hätten und die anderen Olistostrome der Emilianiden I wären aus der Tyrrhenis herzuleiten. Die Zuordnung dieses Materials zu den Liguriden erweist sich aber als schwierig, wie schon im Vorhergehenden dargelegt wurde (S. 201, Pkte. a-e). Handelte es sich wirklich um Tyrrhenisches Material, so sollte es zu einer höheren Einheit gehören, die die Liguriden I-III stellenweise überholte und ihnen voranelte. Allerdings hätten sich danach die Liguriden I-III wieder in Bewegung gesetzt und sich wie am M. Prampa bei Villa-Minazzo und am M. Rocca bei Pievepelago auf das von den Olistostromen des Modino-Basis-Materials eingenommene Gebiet gelegt, so dass ein wechselseitiges Überholen der Gleitmassen stattgefunden hätte.

Unter dieser Voraussetzung können M. Modino- und M. Cervarola-Sandstein nur als Fortsetzung der Sedimentation des Macigno angesehen werden, die gelegentlich durch Gleitmassen Tyrrhenischen Ursprungs unterbrochen wurde. Die Einheit wäre damit fest mit den Toskaniden II verbunden. Da aber die Toskaniden II allgemein als von SW gekommene Decke betrachtet werden (GIANNINI, NARDI, TONGIORGI 1962), müssen die Emilianiden I ganz oder teilweise an der Deckenüber-

schiebung teilgenommen haben. Nach BALDACCI et al. (1967) scherte die Modino-Cervarola-Einheit in ihrem Ursprungsgebiet südwestlich der Linie Apuaner Alpen-Siena im Niveau der «scisti varicolori» (= Scaglia rossa) ab und wurde als Front der Toskaniden II bis 60 km weit nach NE überschoben.

Synsedimentäre Falten und Störungen sowie die zahlreichen Olistostrome in der Modino-Cervarola-Einheit zeigen an, dass sie während des Oligozäns und U-Miozäns dauernd tektonischen Bewegungen ausgesetzt war. Man sollte daher eher vermuten – immer eine stratigraphische Verbindung des Macigno mit M. Modino- und M. Cervarola-Sandstein vorausgesetzt –, dass die Serien der Emilianiden I im Frontbereich der Toskaniden II-Decke sedimentiert wurden, während sich die Decke nach NE vorschob. Gleichzeitig wären die Ligurischen (+ Emilianischen) Einheiten von SW auf dem Rücken der Toskaniden II in gleicher Richtung vorgeglitten und hätten die Gesteinsmassen für die Olistostrome geliefert. Durch die letzten Bewegungen der Toskaniden-Decke wäre die Modino-Cervarola-Einheit dann noch gestaucht und in Falten gelegt worden. Auch ihre Überschiebung auf die Umbro-Markiden liesse sich noch darauf zurückführen. Man könnte sich vorstellen, dass der Trog der Emilianiden I etwa dort entstand, wo die Toskaniden I in den Untergrund gezogen wurden (Fig. 5).

Etwas einfacher wären die Verhältnisse, wenn man die Toskaniden II als ursprünglich im NE der Toskaniden I gelegen betrachtete (S. 210). Die Toskaniden II wären damit mehr oder weniger autochthon, und statt der Trogbildung an der Front der Decke liesse sich ein System von Flyschtrögen mit nach aussen wandernder Beckenachse vom Macigno der Toskaniden I über den Macigno der Toskaniden II, den M. Modino- und M. Cervarola-Sandstein bis zur Formazione marnoso-arenacea der Umbro-Markiden postulieren (Fig. 6).

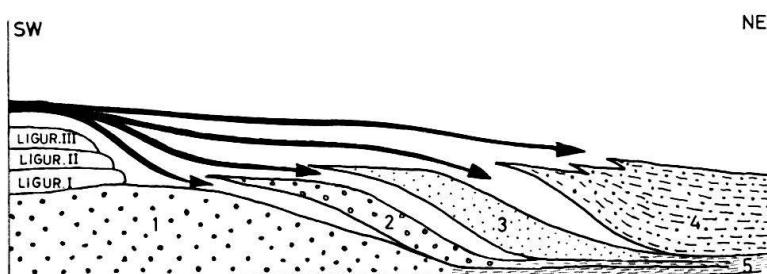


Fig. 6. Beziehungen der verschiedenen Sandstein-Formationen zueinander, wenn die Olistostrome zwischen ihnen als Material höherer Ligurischer Decken aufgefasst werden, die Toskaniden II aber keine Decke bilden. 1) Macigno, 2) M. Modino-Sandstein, M. Cervarola-Sandstein, 4) Formazione marnoso-arenacea, 5) Scaglia cinerea. Es läge ein einfaches Wandern der Trogachse vor.

2. Die auf S. 201 angeführten Punkte a–e lassen sich dahingehend interpretieren, dass die Sandsteine der Emilianiden I in einem Trog abgelagert wurden, der sich auf dem Gebiet eines extern gelegenen Emilianikums einsenkte. Dieser Trog wäre parallel zum Macignobracket verlaufen und von diesem durch eine Schwelle getrennt gewesen, die aus Flysch-artigen Gesteinen vom Typ der Modino-Basis-Serie bestanden hätte. Von dieser Schwelle flossen Schlammmströme sowohl nach SW in das Macignobracket als auch nach NE in das Modino-Cervarola-Becken und bildeten dort die Olistostrome. Im NE des Modino-Cervarola-Beckens befand sich wieder

eine Schwelle, von der Schlammströme nach SW und später auch nach NE in das Becken der Umbro-Markischen Formazione marnoso-arenacea hinabglitten. Die Flysch-Serien dieser Schwelle, die eine beträchtliche Breite besessen haben muss, entsprachen den Emilianiden II–V (Taf. IV). Die trennenden Schwellen wurden im Laufe der Orogenese eingeengt und zum Teil überschoben. Die Emilianiden I wären dabei nach SW auf den Macigno und nach NE bzw. E auf die Formazione marnoso-arenacea randlich aufgefahren (S. 203). Da im Tiber-Tal zwischen Todi und Orvieto unter den zu den Emilianiden I gehörenden Sandsteinen eine bis in die Trias reichende Schichtfolge auftaucht, die in ihrer Fazies den Umbro-Markiden wie auch den Toskaniden gleicht, kann hier der Sedimentationsraum präoligozäner Emilianischer Flyschgesteine nicht mehr existiert haben (S. 199). Der Trog der oligozänen und miozänen Emilianischen Gesteine hätte sich aber über dieses Ende hinaus nach S noch weiter fortgesetzt. Die Grenzonen zwischen Toskaniden und Emilianiden I sowie zwischen diesen und den Umbro-Markiden würde bei dieser Hypothese die Bedeutung wesentlicher Narbenzonen des Apennins zufallen.

Wie man die Stellung der Emilianiden I auch deuten will, sicher ist, dass sie eine Schlüsselposition für das Verständnis der Geologie des Apennins einnehmen.

ZUR HYPOTHESE EINES EMILIANISCHEN TROGES

Ein den Toskaniden vorgelagerter Aussentrog mit eugeosynkinaler Fazies scheint nur schlecht in das Normalkonzept der Entwicklung einer Geosynklinale zu passen. Nach AUBOUIN (1965) bestehen die Geosynklinalräume von intern nach extern aus Eugeantiklinale, Eugeosynklinale, Miogeantiklinale, Miogeosynklinale und Vorland. Die verschiedenen Stadien der Geosynklinalentwicklung wie Präflysch- und Flyschperiode, sowie die tektonischen Bewegungen sollen im Laufe der Orogenese entsprechend von innen nach aussen wandern. In der Eugeosynklinale soll also die Flyschbildung früher als in der Miogeosynklinale einsetzen. Im Nordapennin sieht AUBOUIN im Ligurikum (+ Emilianikum) die Eugeosynklinale, im Toskanikum die Miogeantiklinale und in den Umbro-Marken die Miogeosynklinale. Der Einsatz der Flyschsedimentation in diesen Gebieten (Cenoman, Oligozän, Miozän) und der Beginn der Orogenese (Eozän, Burdigal, Torton) wandern dann dem Schema entsprechend von SW nach NE. Ein Schönheitsfehler in diesem Konzept ist die Tatsache, dass die Toskaniden in dem zur Debatte stehenden Zeitraum von der U-Kreide bis zum Miozän nie eine Schwelle (Geantiklinale) darstellten und ihre Sedimente in grösserer Tiefe als die der Umbro-Markiden abgelagert wurden.

Dieses Prinzip der von intern nach extern wandernden Orogenese wird auch von WUNDERLICH (1967) in einem Schema für den Nordapennin dargestellt. Einsatz der Flyschsedimentation und eine durch die Orogenese bedingte Schichtlücke zwischen dem Flysch und dem darauf abgelagerten Neoautochthon sollen charakteristisch für jeden Abschnitt des Gebirges sein, so dass die «Einwurzelung» der tektonischen Einheiten bei genauer zeitlicher Fixierung dieser Gegebenheiten keine Schwierigkeiten bereiten dürfte. Aber schon bei der Einordnung der Emilianischen und Ligurischen Einheiten in einen gemeinsamen Ablagerungsraum zeigt sich, dass dieses vereinfachende Schema, das grossräumig gesehen berechtigt sein mag, im einzelnen nicht ohne weiteres anwendbar ist. Abgesehen von den Schwierigkeiten, die sich bei

der genauen Datierung der Flyscheinsätze ergeben, scheint auch die Verlagerung der Tröge und das Wandern der orogenetischen Bewegungen nicht derartig regelmässig zu sein. So stellt sich z. B. die Cassio-Einheit (Emilianiden IV) auf Grund der konkordanten, kontinuierlichen Sedimentation von der Oberkreide bis in das Oligozän und Miozän als relativ externes Element dar, doch liegt der Einsatz ihres Alberese-Flysches im Santon, früher als bei der weiter intern gelegenen Dossoneinheit (Maastricht-Paläozän, S. 196). Bei den externen Einheiten wie den Emilianiden V und den Liguriden I, die von ihrem – wahrscheinlich aus Flyschen bestehenden – Untergrund abscherten, ist der Einsatz der Flyschsedimentation im ursprünglichen Ablagerungsraum gar nicht bekannt, so dass sie nicht in ein solches Schema eingeordnet werden dürften.

Legt man die erwähnten Prinzipien des Ablaufs der Orogenese zu Grunde, so muss die Existenz eines Emilianischen Tropes zwischen Toskaniden und Umbro-Markiden ausgeschlossen werden. Die Emilianiden, die teilweise Auswirkungen starker tektonischer Aktivität im Cenoman-Turon und im Eozän aufweisen und deren Flyschsedimentation bereits im Cenoman einsetzt, dürften nicht extern von den Toskaniden gelegen haben, deren Flysch erst im Oligozän beginnt und deren tektonischer Paroxysmus im U-Miozän liegt.

Da jedoch einige Fakten die Existenz eines solchen Aussentroges möglich erscheinen lassen, müsste für diesen Fall das Schema von AUBOUIN (1965) für den Nordapennin umgedeutet werden. Das Toskanikum würde ein besonderes Gebiet innerhalb der Eugeosynklinale darstellen, denn es wird von den Eugeosynklinalzonen des Ligurikums und des Emilianikums umfasst. Die Gesteine des Toskanikums, die nach TRÜMPY (1960) als «leptogeosynklinal» bezeichnet werden dürfen, können durchaus in Eugeosynklinalräumen auftreten. Die Schichtfolge der Toskaniden zeigt bis zum U-Oligozän manche verwandten Züge mit denen der Liguriden und Emilianiden, unterscheidet sich aber dadurch grundsätzlich, dass ihr die Ophiolithe und die Turbiditfolgen fehlen. Die frühen Perioden tektonischer Aktivität, die sich in den Liguriden und Emilianiden besonders bemerkbar machen, sind auch im Toskanikum an Schichtlücken und Brekzienbildung zu erkennen (GÜNTHER und REUTTER 1966). In Kreide und Tertiär (Scaglia rossa) fallen Brekzienlagen von Kalken und Kieselkalken auf (BOCCALETTI und SAGRI 1966), die in den Liguriden und vor allem in den Emilianiden ebenfalls anzutreffen sind. Die Miogeosynklinale zu dem grossen Eugeosynklinalbecken Ligurikum-Toskanikum-Emilianikum wäre – wie bei AUBOUIN – in den Umbro-Markiden zu suchen. Eine Miogeantiklinale zwischen beiden Gebieten ist nicht bekannt.

Die Ähnlichkeit der Fazies im Emilianischen Trop mit der des Ligurikums liesse sich dadurch erklären, dass sich beide im NW, etwa vom Taro-Tal ab, miteinander vereinigen und ihre Flysche ineinander übergehen. Das Toskanikum müsste, was die Gesteine von der M-Kreide bis zum U-Miozän anbelangt, dort sein NW-Ende gefunden haben (Fig. 4). Doch ausser dem Umbiegen der M. Cetona-M. Orsaro-Struktur (S. 212) sind in den Toskaniden dafür keine Hinweise gegeben. Der Bereich des Taro-Tales zeigt aber eine Reihe von tektonischen Besonderheiten, wie z. B. den weiten Vorstoss der Liguriden III mit ihrem M. Gottero-Sandstein, die es als eine Zone mit starker Quereinengung kennzeichnen. Unter den dadurch bedingten Transversalstrukturen könnte das NW-Ende der Toskaniden verborgen sein.

Nach SW bzw. S muss der Emilianische Trog ständig schmäler geworden sein und in der Nähe des Bolsena-Sees ein primäres Ende gefunden haben. Südlich Florenz wäre seine Breite schon auf die der Modino-Cervarola-Einheit beschränkt, unter der die älteren Emilianischen Flysche zu finden sein sollten. Das kalkige Mesozoikum, das im Tiber-Tal östlich Orvieto unter den Sandsteinen der Modino-Cervarola-Einheit erscheint, zeigt, dass der Raum der Emilianischen Eugeosynklinale hier stark eingeengt war oder gar nicht mehr existierte. Der Trog könnte langsam verflacht sein, so dass sich die Fazies der Gesteine der der Umbro-Markiden und Toskaniden angleichen konnte.

Neben dieser komplizierten Verteilung von Trögen und Schwellen bedingt die Vorstellung von einem Emilianischen Aussentrog auch eine kaum rekonstruierbare Anordnung der verschiedenen Schuttliefergebiete für die detritischen Gesteine. So kommt man nicht umhin, zwischen Toskanikum oder Umbro-Markiden und Emilianiden Kristallinschwellen annehmen zu müssen, deren Detritus die Emilianischen Flysche schon seit der Kreide aufbaute. Aber selbst bei jeder anderen paläogeographischen Hypothese erweist sich das Problem der Lage der Liefergebiete als ebenso schwierig. Es muss nämlich wegen der Veränderung der Zusammensetzung und der Korngrösse der verschiedenen von SW nach NE aufeinanderfolgenden Flysche ausgeschlossen werden, dass durch die Aufarbeitung der Gesteine der sich von SW heranschiebenden Ligurischen (+ Emilianischen) Decken Detritus für die sich nordöstlich davon einsenkenden Tröge gestellt wurde.

Zwar müssen bei der Hypothese eines den Toskaniden nordöstlich vorgelagerten Emilianischen Aussentroges kompliziertere paläogeologische Anlagen vorausgesetzt werden, doch werden die Probleme der Überschiebungen einfacher. Die Überschiebungswelten liessen sich von mehr als 100 km auf maximal 50 km reduzieren, und das gegenseitige Überholen von Decken entfiele.

SCHLUSSBEMERKUNG

Die heutige Anordnung der einzelnen tektonischen Einheiten im Nordapennin zeigt einen recht regelmässigen Bauplan. Die einzelnen Ligurischen und Emilianischen Einheiten sind keineswegs chaotisch verteilt, wie es bei MIGLIORINI (1948), MERLA (1952) und bei vielen anderen Autoren auch heute noch angedeutet wird, sondern behalten stets die gleiche tektonische Position bei. In ihrer internen Struktur chaotisch sind höchstens die Olistostrome, aber auch bei ihnen lässt sich feststellen, aus welcher Einheit sie stammen und in welcher sie einsedimentiert sind. Die immer noch offenen tektonischen und paläogeologischen Probleme lassen sich nur lösen, wenn gerade bei den allochthonen Gesteinen die Zuordnung zu den verschiedenen Einheiten und deren tektonisches Verhalten genau erforscht wird.

LITERATUR

- ABBATE, E. & BORTOLOTTI, V. (1961): *Tentativo di interpretazione dei livelli di «argille scagliose» intercalati nella parte alta del macigno lungo l'allineamento del M. Prado-Chianti (Appennino Settentrionale) mediante colate sottomarine.* Boll. Soc. geol. ital. 80, 2, 335-342.

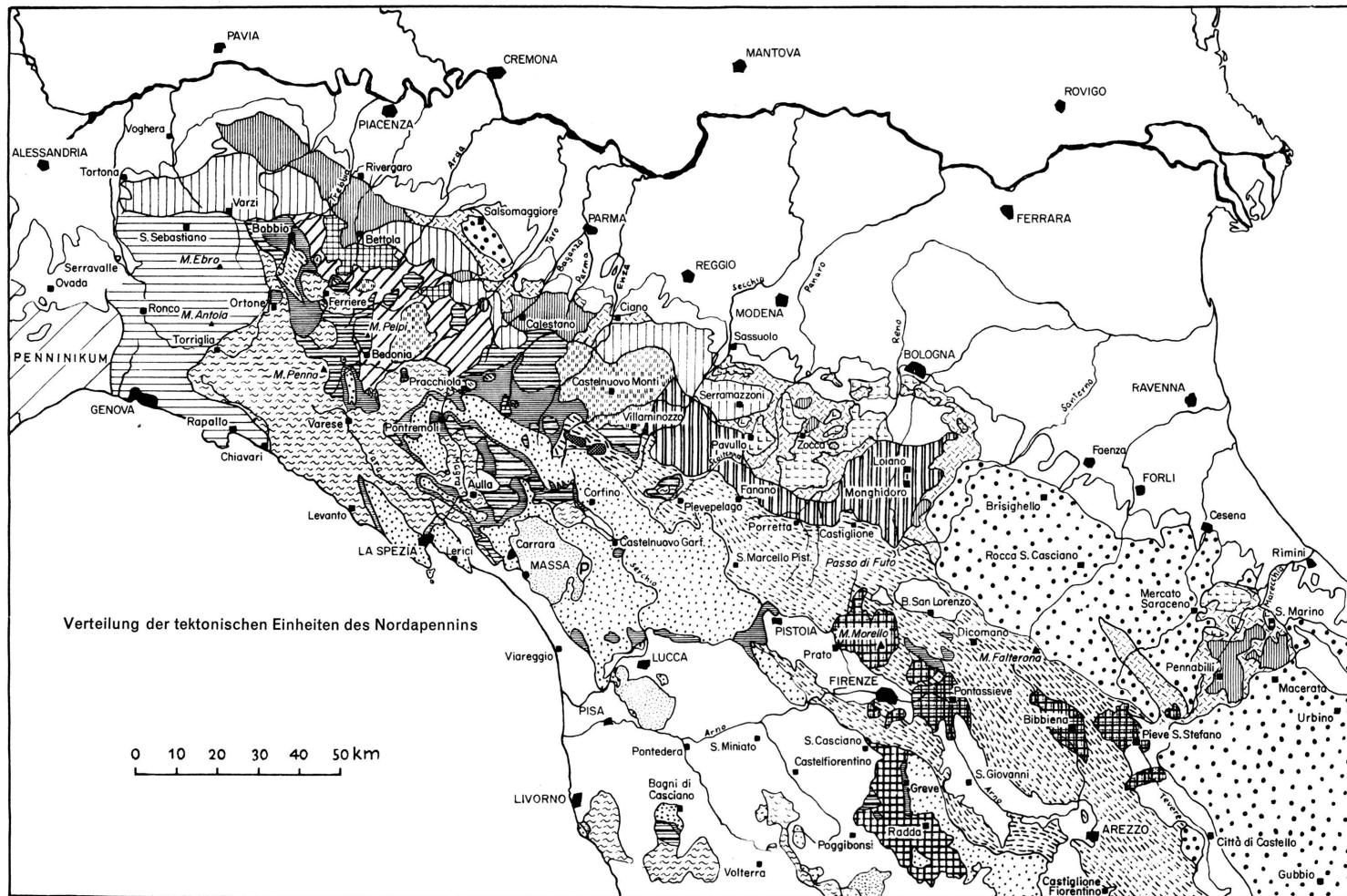
- AMADESI, E. (1967): *Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli*. G. Geol., Annali Mus. geol. Bologna [2] 34/1 (1966), 1–34.
- ANELLI, M. (1938): *Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza*. Real. Accad. Sci. Lettere Arti Modena, Atti Mem. ser 5, 3, 228–262.
- (1923): *Sul comportamento delle cosidette argille scagliose*. Rendic. reale Accad. naz. Lincei 32, 416–419.
- AUBOUIN, J. (1965): *Geosynclines. Developments in Geotectonics 1*, 335 S. (Elsevier Amsterdam).
- AZZAROLI, A. (1955): *Appunti sulla Serie di Loiano (Appennino Bolognese)*. Boll. Soc. geol. ital. 72, 27–32 (1953).
- BALDACCINI, F., ELTER, P., GIANNINI, E., GIGLIA, G., LAZZAROTTO, A., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1967): *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei tipo «Macigno» dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. geol. ital. 6, 213–244.
- BARBIERI, F. & ZANZUCCHI, G. (1963): *La stratigrafia della Valle di Roccaferara (Appennino Par-mense). Contributo alla geologia dell'Appennino Emiliano. Nota II*. Atti Soc. ital. Sci. nat., 102/2, 155–222.
- BEHRMANN, R. (1958): *Die geotektonische Entwicklung des Apennin-Systems*. Geotekt. Forschg. 12, 1–99.
- (1936): *Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., [3] 15, 1–125.
- BOCCALETTI, M. & SAGRI, M. (1966): *Lacune della serie toscana. 2- Brecce e lacune al passaggio Maiolica – Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima*. Mem. Soc. geol. ital. 5, 19–66.
- BOHNE, W. (1966): *Geologische Untersuchungen im Raum Ligonchio, Provinz Reggio nell'Emilia*. Unveröff. Diplom-Arb. Freie Univ. Berlin, 72 S.
- BONI, A. (1961): *Per la geologia dell'Appennino Settentrionale a W della linea La Spezia–Piacenza*. Atti Ist. geol. Pavia 12, 63–196.
- BORTOLOTTI, V. (1962a): *Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti e alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo)*. Boll. Soc. geol. ital. 81/4, 257–306.
- (1962b): *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. geol. ital. 81/2, 225–314.
- BORTOLOTTI, V. & PIRINI, C. (1965): *Nota preliminare sull'età della base del Macigno (serie tra il Passo del Cerreto e la bassa Valle del Serchio)*. Boll. Soc. geol. ital. 84/6, 29–36.
- BRAGA, G. (1965): *Geologia delle valli Nure e Perino (Appennino Piacentino)*. Atti Ist. geol. Pavia 17, 1–49.
- (1962): *Litologia e stratigrafia dei calcari alberesi dei dintorni di Farini d'Olmo (Piacenza)*. Mem. Soc. geol. ital. 3, 349–361.
- ELTER, P. (1962): *Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes*. Bull. Soc. géol. France [7], 4, 668–674.
- ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C. & WEIDMANN, M. (1966): *Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s. l. des Pré-alpes romandes et chablaisiennes*. Lab. Géol., Minéral., Géophys., Musée géol. Univ. Lausanne, Bull. 167, 279–377.
- ELTER, P., GIANNINI, E., TONGIORGI, M. & TREVISON, L. (1961): *Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale*. Accad. naz. Lincei, Rendic. Cl. Sci. fis. mat. nat. [8], 29/6, 497–502 (1960).
- ELTER, P., GRATZIUS, C. & LABESSE, B. (1964): *Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. geol. ital. 83/2, 373–401.
- ELTER, P. & RAGGI, G. (1965): *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure. 3) Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino*. Boll. Soc. geol. ital. 84/5, 1–12.
- FIERRO, G. & TERRANOVA, R. (1963): *Mikrofacies fossilifere e sequenze litologiche nelle «Arenarie Superiori» dei Monti Ramaceto e Zatta*. Atti Ist. geol. Genova 1/2, 473–510.
- GHELARDONI, R. (1966): *Schema tettonico dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti)*. Atti Soc. tosc. Sci. nat. [A], 73, 1–20.
- (1962): *Stratigrafia e tettonica dei monti ad est e a sud del Lago Trasimeno*. Mem. Soc. geol. ital. 3, 521–531.

- GIANNINI, E., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1962): *Osservazioni sul problema della falda toscana*. Boll. Soc. geol. ital. 81/2, 17–98.
- GÖRLER, K. & IBBEKEN, H. (1964): *Die Bedeutung der Zone Sestri–Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin*. Geol. Rdsch. 53, 73–84 (1963).
- GÖRLER, K. & REUTTER, K. J. (1964): *Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordapennins*. Geol. Rdsch. 53, 358–375 (1963).
- GOLDBERG, G. (1965): *Zur Geologie des Nordapennins im Raum Pontremoli–Passo della Cisa (Prov. Massa–Carrara/Italien)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 146 S.
- GORTANI, M. (1956): *Recenti progressi nella conoscenza strutturale dell'Italia*. Geotekt. Sympos. zu Ehren Hans Stille, 143–176, Stuttgart.
- GÜNTHER, K. (1966): *Zur Geologie der Zone zwischen den nördlichen Apuaner Alpen und dem Apennin-Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin, 179 S.
- GÜNTHER, K. & REUTTER, K. J. (1966): *Submarine Brekzienbildung als Folge cenomaner orogenetischer Tätigkeit in den Toskaniden II bei Mommio (Provinz Massa–Carrara)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 124/3, 241–253.
- HEMMER, K. (1966): *Geologische Untersuchungen in einem Gebiet zwischen Treppio und Setta, Bologneser Apennin, Italien*. Unveröff. Diplom-Arb. Freie Univ. Berlin, 108 S.
- HEYMANN, H. (1967): *Geologische Untersuchungen des Emilianischen Apennins zwischen Fanano und Gaggio Montano (Prov. Bologna, Italien)*. Unveröff. Diplom-Arb. Freie Univ. Berlin, 147 S.
- HSU, K. J. (1967): *Origin of Large Overturned Slabs of Apennines, Italy*. Amer. Assoc. Petrol., Geologists Bull. 51/1, 65–72.
- IBBEKEN, H. (1965): *Antola-Alberese und Kreide-Tertiär-Grenze zwischen Borbera und Staffora (Prov. Alessandria, Italien)*. Max-Richter-Festschrift, S. 83–95 (Clausthal-Zellerfeld).
- IBBEKEN, H. & REUTTER, K. J. (1967): *Zum Problem der intramontanen Oligozän-Molassen im Nordapennin*. Eclogae geol. Helv. 60/1, 93–108.
- IBBEKEN, H. (1968): *Das Tongriano, eine resedimentierte Molasse des Nordapennin*. Manuskript, in Vorbereitung für den Druck, Freie Univ. Berlin.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA, GEOGRAFIA E PALEONTOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PARMA (1965): *Carta geologica 1: 100 000 della provincia di Parma e zone limitrofe*. Firenze.
- KRAMPE, K. D. (1964): *Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin, 161 S.
- KUBE, W. (1965): *Stratigraphie und Tektonik des Aveto-Tales im Hinblick auf den Bauplan des Nordapennins*. Diss. Freie Univ. Berlin, 89 S.
- LENCEWICZ, S. (1917): *Profile geologiczne przez Apenin Toskański*. C. r. Soc. Sci. Varsovie 10/6, 637–662.
- LIPPARINI, T. (1944): *Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino Settentrionale*. Boll. R. Com. geol. Ital. 69, 33–108.
- LOESCHKE, J. (1965): *Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enza-Tal im Nord-Apennin*. Diss. Freie Univ. Berlin, 123 S.
- LOSACCO, U. (1958): *Osservazioni geologiche sulle arenarie della Toscana meridionale*. Boll. Soc. geol. ital. 77/2, 43–75.
- LUCCHETTI, L., ALBERTELLI, L., MAZZEI, R., THIEME, R., BONGIORNI, D. & DONDI, L. (1963): *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedeappennino padano*. Boll. Soc. geol. ital. 81/4, 5–245 (1962).
- LUDWIG, O. (1929): *Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio*. Geol. Rdsch. 20, 36–66.
- MAIOLI, P. (1961): *Serie stratigrafica di Viano*. Boll. Soc. geol. ital. 80/1, 61–69.
- MARKWICH, H. (1964): *Geologische Untersuchungen im Gebiet um Corniglio, Provinz Parma, Nord-Apennin*. Diplom-Arb. Freie Univ. Berlin, 74 S.
- MAZZANTI, R. (1966): *Geologia della zona di Pomerance-Larderello (prov. di Pisa)*. Mem. Soc. geol. ital. 5/2, 105–138.
- MERLA, G. (1957): *Essay on the Geology of the Northern Apennines*. Meeting on the gasfields of Western Europe, Sept.-Oct. Milan, 30 S., Firenze.
- (1952): *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. geol. ital. 70/1, 95–382 (1951).
- MUTTI, E. (1964): *Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza*. Riv. ital. Paleont. 70/4, 869–885.

- NARDI, R. (1965): *Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il Monte Cusna e il Monte Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino*. Boll. Soc. geol. ital. 84/5, 35–92.
- (1964a): *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano III. I rapporti tra le «Arenarie del M. Cervarola» e il macigno lungo la valle dello Scoltenna (prov. di Modena)*. Boll. Soc. geol. ital. 83/2, 361–372.
- (1964b): *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano IV. La geologia della valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. geol. ital., 83/4, 353–400.
- (1963): *La «zona degli scisti sopra i marmi» nelle Alpi Apuane e i terreni che la costituiscono*. Boll. Soc. geol. ital. 82/2, 1–18.
- (1961): *Geologia della zona tra la Pania della Croce Gallicano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. geol. ital. 80/2, 257–334.
- NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1962): *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano I. Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. geol. ital. 81/3, 1–76.
- NOCCHI, M. (1961): *Sui rapporti fra la serie toscana e la serie umbra a Sud di M. Acuto e di M. Filoncio (Perugia)*. Boll. Soc. geol. ital. 80/2, 181–230.
- PAREA, G. C. (1964): *La provenienza dei clastici dell'Arenaria del M. Gottero*. Atti Mem. Acad. naz. Sci. Lett. Arti Modena [6], 6, 1–7.
- PASSERINI, P. (1965): *Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno*. Boll. Soc. geol. ital. 84/5, 93–176.
- PASSERINI, P. & PIRINI, C. (1965): *Microfaune paleoceniche nelle formazioni dell'Arenaria del M. Ramaceto e degli Argilloscisti di Cichero*. Boll. Soc. geol. ital. 83/4, 211–214 (1964).
- RAGGI, G. (1966): *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure. 3) Osservazioni sulla posizione degli ofioliti del massiccio del M. Penna (Alta Val di Taro) e considerazioni sui complessi di base dei flysch del M. Gottero e M. Caio*. Boll. Soc. geol. ital. 84/6, 15–28 (1965).
- RENTZ, K. (1967): *Geologie des Dolo-Tales*. Unveröff. Diplom-Arb. Freie Univ. Berlin, 127 S.
- REUTTER, K. J. (1961): *Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1961/11, 563–588.
- (1960): *Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nordapennin*. Diss. Freie Univ. Berlin, 82 S.
- REUTTER, K. J. & SAMES, C. W. (1964): *Fazieszusammenhänge im Nordapennin*. Z. dt. geol. Ges. 114/3, 620–646 (1962).
- RICHTER, M. (1963): *Der Bauplan des Apennins*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1963/9, 509–518.
- (1962): *Das Alter der Serpentinite östlich von Florenz*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1962/3, 130–142.
- (1960): *Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin*. Geol. Rdsch. 50, 529–537.
- ROVERETO, G. (1939): *Liguria geologica*. Mem. Soc. geol. ital. 2.
- (1922–1931): *Note al rilevamento geologico dei fogli «Rapallo» e «Chiavari» I–VIII*. Boll. Soc. geol. ital. 41, 42, 43, 44, 45, 46, 48, 50.
- SAMES, C. W. (1967): *Sui conglomerati medio-cretacei della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia*. Boll. Soc. geol. ital. 86/1, 49–58.
- (1963): *Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien)*. Geol. Jb. 81, 481–518.
- (1968): *Zur Fazies und Paläogeographie der tieferen Oberkreide in Norditalien mit Beiträgen zur Sedimentologie der Psephite*. Bericht für Deutsche Forschungsgemeinschaft von 1968.
- SCHLÜTER, H. U. (1968): *Stratigraphie und Tektonik des Fensters von Bobbio (Prov. Piacenza) und der auflagernden Decken*. Manuscript Diss. Freie Univ. Berlin.
- SCHULZE, K. H. (1965): *Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Valdena-Borgo Val di Taro-Valmozzola Provinz Parma/Nordapennin*. Diss. Freie Univ. Berlin, 129 S.
- SERPAGLI, E. (1965): *Ritrovamento di flysch tipo M. Sporno nell'Appennino Modenese*. Boll. Soc. paleont. ital. 3/1, 20–37.
- (1962): *Età paleogenica e non miocenica della Formazione di Rio Giordano tra Pavullo e Lama Mocogno (Appennino Settentrionale Modenese)*. Accad. naz. Lincei, Rendic. Cl. Sci. fis. mat. nat. [8], 33/3–4, 153–157.
- SESTINI, G. (1959): *Osservazioni geologiche sui Monti della Calvana (Firenze)*. Boll. Soc. geol. ital. 78/2, 207–231.
- SITTER, L. U. DE (1956): *Structural Geology*. 562 S., Mc Graw Hill Publ. Comp., London.

- STAUB, R. (1951): *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. Eclogae geol. Helv. 44/1, 29–130.
- (1933): *Zur tektonischen Analyse des Apennins*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 78, 127–151.
- (1932): *Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 77, 184–248.
- STEINMANN, G. (1907): *Alpen und Apennin*. Mber. dt. geol. Ges. 59, 177–183.
- STRUENSEE, G. VON (1967): *Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales, Prov. Bologna und Pistoia (Italien)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 153 S.
- TEICHMÜLLER, R. (1935): *Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Folge 3, 13, 1–61.
- TILMANN, N. (1929): *Zum Bau der nördlichen Tyrrhenis*. Geol. Rdsch. 20, 390.
- (1926): *Tektonische Studien in der Catena metallifera Toscana*. Steinmann-Festschr., Geol. Rdsch. 17a, 631–660.
- TREVISAN, L. (1955): *Il Trias della Toscana e il problema del verrucano triassico*. Atti Soc. tosc. Sci. nat. [A], 62, 1–30.
- (1962): *Considération sur deux coupes à travers l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. géol. France [7], 4, 675–681.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic Evolution of the Western Alps*. Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–907.
- WACHSMUTH, W. (1966): *Zur Geologie der südwestlichen Apuaner Alpen*. Diss. Freie Universität Berlin, 156 S.
- WIEDENMAYER, C. (1955): *Sull'Eocene di M. Sporno nella finestra di Parma*. Soc. petrolif. ital., 9–27, Fornovo Taro.
- (1951): *Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal*. Eclogae geol. Helv. 43, 115–144.
- WIJKERSLOOTH, P. DE (1934): *Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscana*. Geol. Inst., Amsterdam, Selbstverlag, 426 S.
- WUNDERLICH, H. G. (1967): *Orogenfront-Verlagerung in Alpen, Apennin und Dinariden und die Einwurzelung strittiger Deckenkomplexe*. Geol. Mijnbouw 46, 40–60.
- ZANZUCCHI, G. (1961): *Scisti ad aptici nelle argille scagliose ofiolitifere della Val Baganza (Parma)*. Atti Soc. ital. Sci. nat. Milano 100/1–2, 61–71.
- (1963a): *La geologia dell'alta Val Parma*. Mem. Soc. geol. ital. 4/1, 131–167.
- (1963b): *Sulla vergenza di alcune strutture trasversali dell'Appennino Emiliano*. Ateneo parmense 34, Suppl. 2, 3–23.

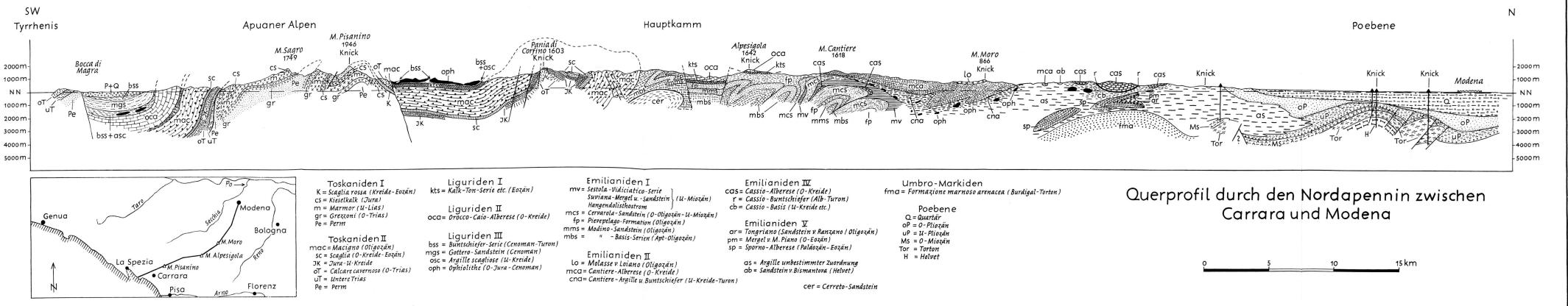
Manuskript eingegangen am 30. September 1967, revidiert 21. Februar 1968.



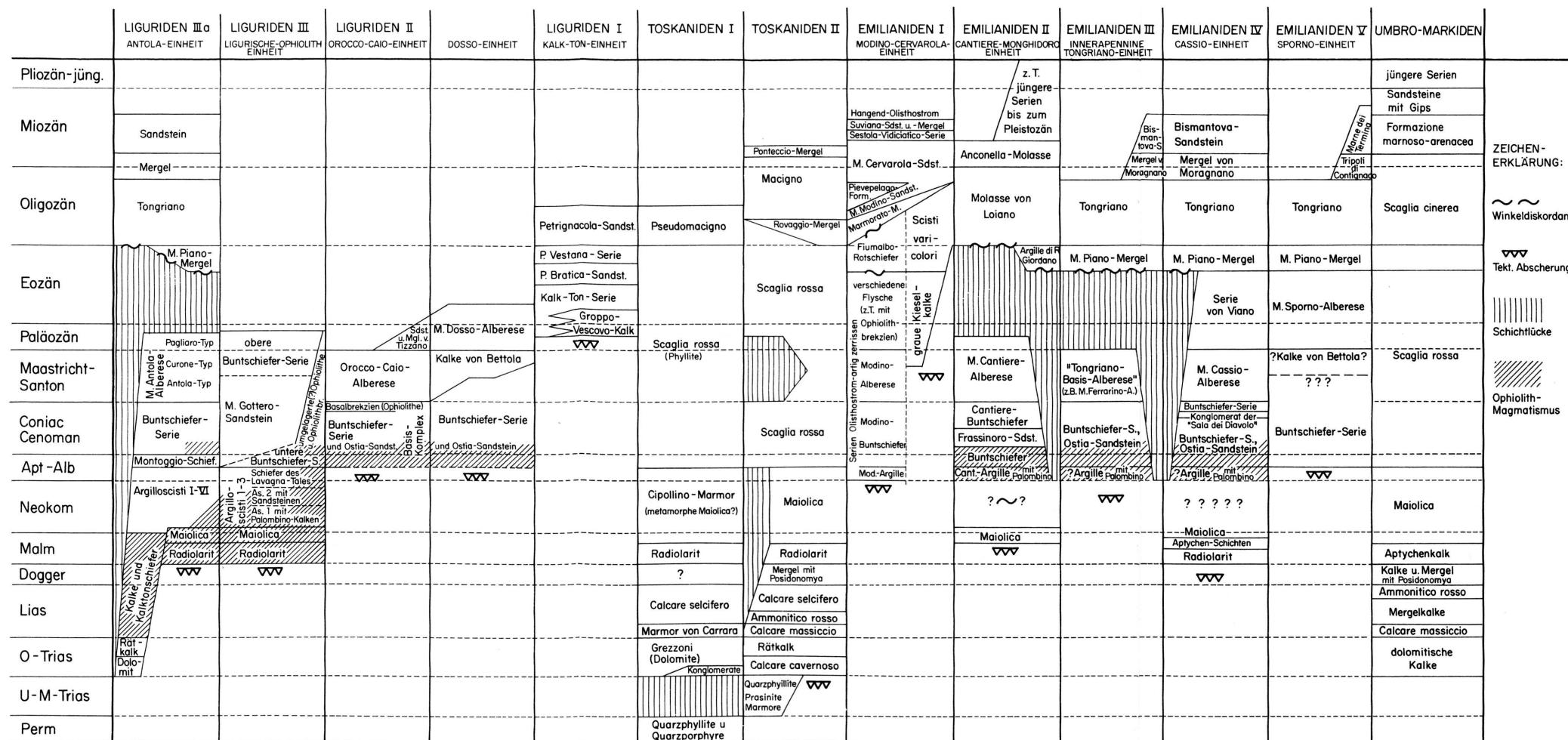
Verteilung der tektonischen Einheiten des Nordapennins

0 10 20 30 40 50 km

Toskaniden		Toskaniden I
		Toskaniden II
		P Tosk. Zwischeneinheit (Pania della Croce)
Liguriden		Toskaniden ? Cerreto-Sattel
		Liguriden I = Kalk-Ton-Einheit
		Liguriden II = Orocco-Caio-Einheit
		Liguriden III = Ligurische Ophiolith-Einheit
Ligur? Emil? Stellung problematisch		Liguriden IIIa = Antola-Einheit
		Dosso-Einheit
		Morello-Einheit
		Pietraforte-Einheit
		Ophiolithe, Ostia-Sandstein, Buntschiefer (Ligur. II, III od. Emilian.)
Emilianiden		Emilianiden I = Modino-Cervarola-Einheit
		Emilianiden II = Cantiere-Monghidoro-Einheit
		Emilianiden III = Einheit des Innerapenninen Tongrano
		Emilianiden IV = Cassio-Einheit
		Emilianiden V = Sporno-Einheiten
U.M.		Argille scagliose unbestimmter Stellung (Olistostrom)
		Allochthones Miozän (soweit nicht mit andern Einheiten verbunden)
		Umbro-Markiden
		Neoautochthon



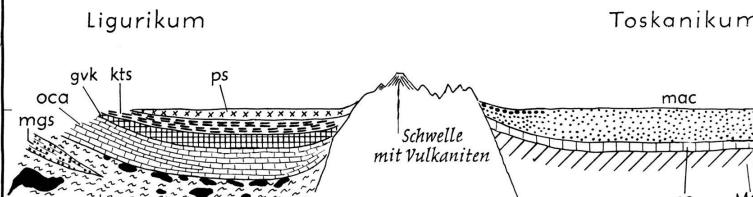
SCHICHTBESTAND DER TEKTONISCHEN EINHEITEN DES NORDAPENNINS



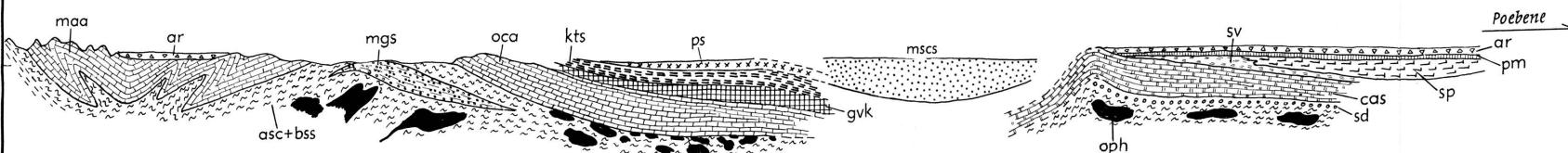
Paläogeologische Profile

SW

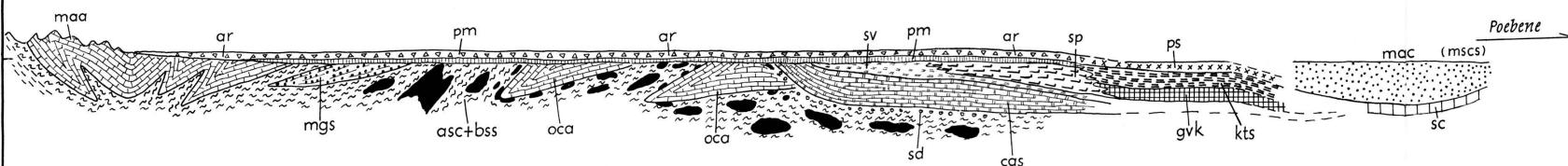
NE



Profil A: Schnitt durch den Nordapennin auf der Höhe Carrara-Modena bei Berücksichtigung eines Emilianischen Trogos. Das Toskanikum grenzt im SW an das Ligurische Faziesgebiet, im NE an das Emilianische, das gleichzeitig den SW-Rand der Umbro-Marken-Fazies bildet. Das Profil entspricht der Situation im Aquitan, das Teilprofil A' der im Torton.



Profil B: Entsprechendes Profil weiter im NW, auf der Höhe von Bobbio. Das Toskanikum existiert nicht mehr. Unter dem Trog des Modino-Cervarola-Sandsteins (= Sandstein von Bobbio) sind Emilianikum und Liguricum miteinander verbunden. Im Randbereich des Trogos muß stellenweise mit Kristallin-Schwellen gerechnet werden.



Profil C: Paläogeologische Interpretation der Situation im Aquitan unter der Voraussetzung, daß kein Emilianischer Trog existiert. Die Emilianischen Gesteine müssen in diesem Fall als Sedimente des NE-Teils des Ligurikums betrachtet werden. Dieses Profil kann auch auf südöstlichere Gebiete übertragen werden, doch muß man sich dann zwischen Orocco-Calo-Alberese und Cassio-Alberese noch den Cantiere-Alberese mit der Molasse von Loiano eingeschaltet denken.

asc	= Argille mit Palombino (Neokom)
ar	= Tongriano (Oligozän)
bss	= Buntschiefer-Serie (Alb-Turon)
can	= Cantiere-Alberese (Sant.-Maast.)
can-ab	= Cantiere-Basis-Argille u. -Buntschiefer
cas	= Cassio-Alberese (Sant.-Maast.)
cas-ab	= Cassio-Basis-Argille u. -Buntschiefer
fp	= Piepelagia Formation (Oligozän)
frs	= Frassinoro-Sdst. (Cenoman)
gvk	= Groppo-Vescovo-Kalk (Eozän)
kts	= Kalk-Ton-Serie (Eozän)
lo	= Molasse von Loiano (Oligozän)
mac	= Macigno (Oligozän)
mar	= Marmoreto-Mergel (Oligozän)
mba	= Modino-Basis-Alberese (Sant.-Maast.)
mbe	= Modino-Basis-Eozän
mcs	= Cervarola-Sandstein (Olig.-Aquitan)
mms	= Modino-Sandstein (Oligozän)
mscs	= Modino-Cervarola-Sandstein
oca	= Orocco-Calo-Alberese (Santon-Maast.)
oph	= Ophiolithe
pm	= Mergel von M. Piano
ps	= Petignacola-Sandstein (Oligozän)
sc	= Scaglia rossa (Kreide-Eozän)
scc	= Scaglia cinerea (Oligozän)
sd	= Konglomerat der Salti del Diavolo
sp	= M. Sporno-Flysch (Paläozän-Eozän)
sv	= Serie von Viano (Paläozän-Eozän)
Mes	= Mesozikum