

Zum Problem der intramontanen Oligozänmolassen im Nordappennin

Autor(en): **Ibbeken, Hillert / Reutter, Klaus J.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **60 (1967)**

Heft 1

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-163485>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Zum Problem der intramontanen Oligozänmolassen im Nordapennin

Von HILLERT IBBEKEN und KLAUS J. REUTTER (Berlin)¹⁾

mit 1 Figur im Text

ZUSAMMENFASSUNG

Die epieugeosynklinalen Oligozänmolassen des Nordapennins, das Tongriano und die Serie von Loiano, stellen kein Neoautochthon dar im Sinne von Sedimentserien, die einem fertigen Deckenbau auflagern. Sie wurden während der Hauptphasen der apenninen Orogenese im Miozän in den deckenartigen Horizontaltransport der verschiedenen tektonischen Einheiten miteinbezogen. Die Untersuchung, welche der tektonischen Einheiten des Nordapennins eine Molassebedeckung besitzen und welche nicht, ist daher für die Rekonstruktion des ursprünglichen Ablagerungsraumes sowie der Weite und Richtung ihres Deckenschubes wesentlich. Molassefrei sind alle toskanischen und alle allochthonen ligurischen Einheiten. Letztere können jedoch im Grenzbereich zu den Emilianiden von noch höheren Einheiten überlagert sein, die ihrerseits Oligozänmolassen tragen. Damit beschränken sich das Tongriano und die Serie von Loiano auf emilianische Einheiten und das autochthone Ligurikum nördlich Genua.

Beim Tongriano des autochthonen Ligurikums handelt es sich überwiegend um echte grobklastische Molassen, beim emilianischen Tongriano stehen Flyschbildungen im Vordergrund. Mit Ausnahme des nordöstlichen Randstreifens des Nordapennins, wo sich die Molassen bei kontinuierlicher Sedimentation durch Fazieswechsel aus dem Liegenden entwickeln, ruhen das Tongriano und die Serie von Loiano mit deutlicher Winkeldiskordanz auf dem Substrat.

Die Summe der Einzeldaten deutet darauf hin, dass das Tongriano und die Serie von Loiano auch ursprünglich nordöstlich des gleichaltrigen toskanischen Macigno lagen und nicht südwestlich von ihm. In diesem letzten Falle müssten die epieugeosynklinalen Oligozängesteine mit ihrer Unterlage aus dem Raum der heutigen Tyrrhenis heraus als Decken nach NE verfrachtet worden sein. Lag der Sedimentationsraum der Molassen jedoch nordöstlich des Toskanikums, so müssen sie als Bildungen eines der Toskana vorgelagerten «emilianischen» Eugeosynklinalraumes betrachtet werden, dessen Sedimente im Laufe der Orogenese zwar in einzelne tektonische Einheiten zerlegt wurden, aber nicht derartig weite Deckenverschiebungen erfuhren.

RIASSUNTO

Le molasse epieugeosinclinale oligoceniche dell'Appennino settentrionale, il Tongriano e la Serie di Loiano, non rappresentano un neoautoctono. Durante le fasi principali della orogenesi appenninica nel Miocene esse furono coinvolte nelle dislocazioni orizzontali del tipo coltre tettonica. Per la ricostruzione del bacino di sedimentazione nonché della distanza e direzione delle coltri rispettive risulta

¹⁾ Geologisch-Paläontologisches Institut der Freien Universität, 1 Berlin 33, Altensteinstr. 34a.

essere essenziale la questione quali sono le unità tettoniche dell'Appennino settentrionale che possiedono una copertura molassica e quali ne sono esenti. Le molasse oligoceniche mancano a tutte le unità toscane e a tutte quelle liguri alloctone. Nella zona limitrofa della Liguride e della Emilianide le unità liguri possono essere sormontate da unità tettoniche superiori facenti base a quelle formazioni. Quindi il Tongriano e la Serie di Loiano si limitano alle unità emiliane e al Ligurico autoctono a N di Genova.

Il Tongriano del Ligurico autoctono consiste di molasse vere e proprie di grana grossolana, mentre quello emiliano presenta una litologia più flyschoida. Ad eccezione della zona marginale nel NE dell'Appennino settentrionale, dove in una sedimentazione continua si ha un passaggio graduale dal sottosuolo alle molasse, il Tongriano e la Serie di Loiano giacciono sul loro substrato con una netta discordanza angolare.

Si conclude che il Tongriano e la Serie di Loiano erano radicati in origine a NE del Macigno toscano. Se, invece, erano situati a SW del Macigno bisogna ammettere che queste formazioni epieugeo-sinclinali, assieme al loro substrato, provenissero come coltri dall'area del mare tirreno attuale. Se il bacino di sedimentazione delle molasse si trovava a NE della zona a facies toscana si deve considerarle formazioni di una esterna eugeosinclinale «emiliana», i cui sedimenti si scomposero in diverse unità tettoniche senza di subire una dislocazione di tali dimensioni.

1. Einleitung

Die klassische Methode, letzte Akte der Bildung eines Gebirges durch das Alter seiner Innen- und Aussenmolassen zeitlich festzulegen, stösst beim Nordapennin auf Schwierigkeiten. Nicht nur, dass diese Molassebildungen, das sogenannte Tongriano und die Serie von Loiano, vorerst nur wenig zum Verständnis der Apenningeschichte beitragen, sie verwirren die Ergebnisse der eigentlichen Apenningeologie und stellen in ihrer Widersprüchlichkeit selbst eine der grössten offenen Fragen dar.

Das Tongriano, das aus den bunten Pianomergeln und dem teilweise konglomeratischen Sandstein von Ranzano besteht, liegt nicht überall flach und diskordant auf gefaltetem und abgeschertem Untergrund, sondern wurde von W nach E zunehmend in die Hauptphasen der Orogenese miteinbezogen. Gleichermassen verliert es von W nach E den lithologischen Charakter einer Molasse, um neben mächtigen pelitischen Ausbildungen auch häufig flyschähnliche Züge anzunehmen. Das Alter des Tongriano ändert sich dabei offensichtlich wenig, Obereozän–Oligozän ist die Regel. Das gleiche Alter zeigt auch die Serie von Loiano, die bei einer lithologisch etwas unterschiedlichen Ausbildung ähnlichen faziellen Schwankungen unterworfen ist.

Die Oligozänmolassen des Nordapennins sind also deutlich heterop. Betrachtet man über die Verteilung der einzelnen Vorkommen, über ihr Alter und ihre Fazies hinaus auch ihren Untergrund, so zeigen sich beim Tongriano 2 weitere bemerkenswerte Entwicklungen: Wegen der im Westen meist erosiven Schichtlücke liegt das Tongriano dort auf Trias, Jura oder Kreide. Je kleiner aber die Schichtlücke wird – besonders, wenn das Liegende bereits bis in das untere Tertiär reicht –, desto mehr verwischt sich der transgressive Charakter. Es kann dann nur eine kurzfristige Sedimentationsunterbrechung mit oft kaum merklichem Fazieswechsel vorliegen. Schliesslich wurden im Piacentiner und Reggianer Apennin Sedimentationskonkordanzen zwischen Flyschunterlage und Molasse beobachtet. Die Serie von Loiano, deren Verbreitung sich auf

den Modeneser und Bologneser Apennin beschränkt, ruht diskordant auf verschiedenen Flyschgesteinen der Kreide. Die Grösse der Schichtlücke zwischen den Oligozänmolassen und ihrem Untergrund variiert ebenso stark wie ihre lithofazielle Ausbildung. Das paläogeographische Bild muss zu dieser Zeit sehr differenziert gewesen sein.

Die überwiegend ruhigen Lagerungsformen des Tongriano und der Serie von Loiano stehen im Widerspruch zu der tektonischen Stellung der Serien, auf denen sie lagern. Diese Serien überschoben als allochthone Komplexe Gesteine, die oft jünger sind als das Tongriano selbst. Die Molassen sind also zu einem grossen Teil allochthon und nicht etwa neoautochthon²⁾ im Sinne einer auf einem Deckenbau erfolgenden Sedimentation, wie man vielleicht aus der ruhigen Lagerung schliessen könnte. Sie eignen sich folglich nicht zur Bestimmung des Alters des Deckenbaus, sondern müssen in die damit verbundene Problematik miteinbezogen werden. Es liegt hier der paradoxe Fall der Allochthonie von Sedimenten einer «Epieugeosynklinale» (KAY 1947) beziehungsweise eines «intra deep» (AUBOUIN 1965) vor. In bezug auf diese Molassen muss es, von der vorausgegangenen unter- oder mitteleozänen Tektonik abgesehen, eine recht wirkungsvolle postsedimentäre Tektonik gegeben haben. Stellenweise kam es auch zu synsedimentären Bewegungen. Merkwürdigerweise gerieten die Molassen dabei nie selbst unter andere Decken, von einigen randlichen Aufschuppungen abgesehen. Sie wurden nicht einmal gefaltet oder grossräumig überkippt, wie das bei den liegenden Komplexen die Regel ist.

Wegen all dieser Widersprüche sind oft Zweifel an der mikropaläontologischen Altersbestimmung laut geworden, denn die Deutung dieser Molassen als Neoautochthon wäre in jedem Fall die bequemste Lösung. Nichts spricht jedoch dafür, dass an dem durch makro- und besonders durch mikropaläontologische Befunde im gesamten Nordapennin festgestellten Alter des Tongriano und der Serie von Loiano zu zweifeln wäre. Vom Genueser Hinterland bis Modena geben praktisch sämtliche Bearbeiter allen fossilführenden Tongrianovorkommen ein obereozänes Alter, soweit es die pelitischen Basisschichten vom Pianotyp anbelangt, und ein oligozänes Alter für die psammitisch-psephitische Molasse- beziehungsweise Flyschfazies (BONI 1961, BRAGA 1962, 1965, GIRELLI 1960, IBBEKEN 1965, LOESCHKE 1965, MUTTI 1963, 1964, 1965, PETERS und GANDOLFI 1948, SCHULZE 1965, TEDESCHI und COCOCETA 1961, WIEDENMAYER 1951). Wichtig ist, dass im eigentlichen Tongriano nie miozäne oder jüngere Faunen gefunden wurden, was man erwarten dürfte, wäre das Tongriano zu dieser Zeit entstanden. Die Foraminiferen sind in den meisten Fällen ausgezeichnet erhalten, so dass Fehlbestimmungen kaum vorkommen dürften.

Die in dieser Einleitung aufgeworfenen Fragen sollen im folgenden Abschnitt an wenigen Beispielen kurz präzisiert und im letzten Kapitel zur Diskussion gestellt werden.

²⁾ «Neoautochthon» ist eine in der Apenninliteratur häufig benutzte Bezeichnung zur Charakterisierung derjenigen Sedimentserien, die auf allochthonen Gesteinen nach Beendigung der Deckenüberschiebungen abgelagert wurden. Es ergibt sich damit eine klare Abgrenzung gegen das Autochthon, das unter dem Allochthon und ausserhalb seines Überdeckungsbereiches liegt. Schon 1934 bezeichnete P. DE WIJKERSLOOTH (Geologisch Instituut, Amsterdam, Selbstverlag, 1-426, S. 144) die postparoxysmalen Sedimente des Apennins als «Neoautochthon».

2. Das Liegende der Oligozänmolassen

Die Oligozänmolassen können nach ihrer Unterlage in 5 Gruppen gegliedert werden. Eine solche Unterteilung (cf. Fig. 1) erscheint sinnvoll, weil man nur durch die Analyse der Beziehungen zwischen den Molassevorkommen und der geotektonischen Stellung ihres Untergrundes einer Lösung näherkommen kann.

1. Tongriano des Bereichs Gruppe von Voltri–M. Antola³⁾
2. Tongriano des innerapenninen Bereichs
3. Tongriano des M. Cassio-Bereichs
4. Tongriano des M. Sporno-Bereichs
5. Serie von Loiano (M. Cantiere-Bereich).

2.1 *Tongriano des Bereichs Gruppe von Voltri–M. Antola*

Die Gruppe von Voltri, NW Genua, ist ein hochpenninisches Peridotit-Serpentinit-Massiv mit Resten von Trias und Schistes lustrés. Die Tongrianobedeckung im Norden ist durchgehend diskordant transgressiv und bildet ihrerseits die Basis des Neogens der Poebene. Diese Molasse wurde demnach posttektonisch abgelagert. Unterlager und Molasse sind hier vollkommen autochthon. Das Tongriano dieses Bereichs reicht ohne jede Unterbrechung nach Osten bis zum Staffora (Varzi). Dabei werden die eugeosynklinalen Argillocisti (Unterkreide) und der Nordrand des Oberkreideflyschs der Antola-Gruppe (Alberese⁴⁾) diskordant transgrediert. Im Norden und Osten kann die Antola-Gruppe jedoch nicht mehr als autochthon angesehen werden. Bei Trascio im Trebbiatal liegt der Antola-Komplex (mit Unterkreide an der Basis) auf eozäner Kalk-Ton-Serie (Liguriden I) und diese auf oligozänem Macigno (BONI 1961, KUBE 1965).

In gleicher Weise taucht im NE der Antola-Gruppe, im Stafforatal, der Eozän-Alberese des M. Penice (ebenfalls Liguriden I) unter die Buntschieferserie (Cenoman). Auf dieser Buntschieferserie, die das normale Liegende des Antola-Alberese bildet, findet der zusammenhängende Tongrianostreifen des Gruppe-von-Voltri–M. Antola-Bereichs sein östliches Ende.

Das hier obereozäne Tongriano liegt somit auf posteozen (vermutlich untermiozän) bewegtem Substrat, denn der Alberese des M. Penice (Liguriden I) ruht seinerseits bei Bobbio auf oligozänem, bis ins Miozän reichendem Macigno (cf. S. 105).

Kennzeichnend für das westliche Tongriano ist also, dass es als einheitliche Platte diskordant auf einem Untergrund liegt, der im SW autochthon, im NE jedoch allochthon ist. Es handelt sich hier um den klassischen Fall einer Unterschiebung: Die M. Antola-Masse wurde von NE her unterschoben.

³⁾ Sämtliche in dieser Arbeit erwähnten Lokalitäten sind (mit Ausnahme des ausserhalb der Karte gelegenen Piacenza) in der Übersichtskarte (Fig. 1) eingetragen.

⁴⁾ Bereits frühzeitig wurde in der italienischen geologischen Literatur die Bezeichnung «alberese» oder «calcare alberese» zur Beschreibung heller Kalkserien — zunächst wahrscheinlich des Jura — verwandt. Ende des letzten Jahrhunderts übernahmen S. FRANCHI und D. ZACCAGNA diesen Ausdruck für die weiß verwitternden, mächtigen sandig-kalkig-mergeligen Bänke des Helminthoideenflyschs der Westalpen und des Apennins. Das Wort «Alberese» erscheint als Faziesbegriff zur Charakterisierung der gradierten Kalk-Mergel-Flysche sehr geeignet, zumal es in Italien auch heute in diesem Sinne benutzt wird.

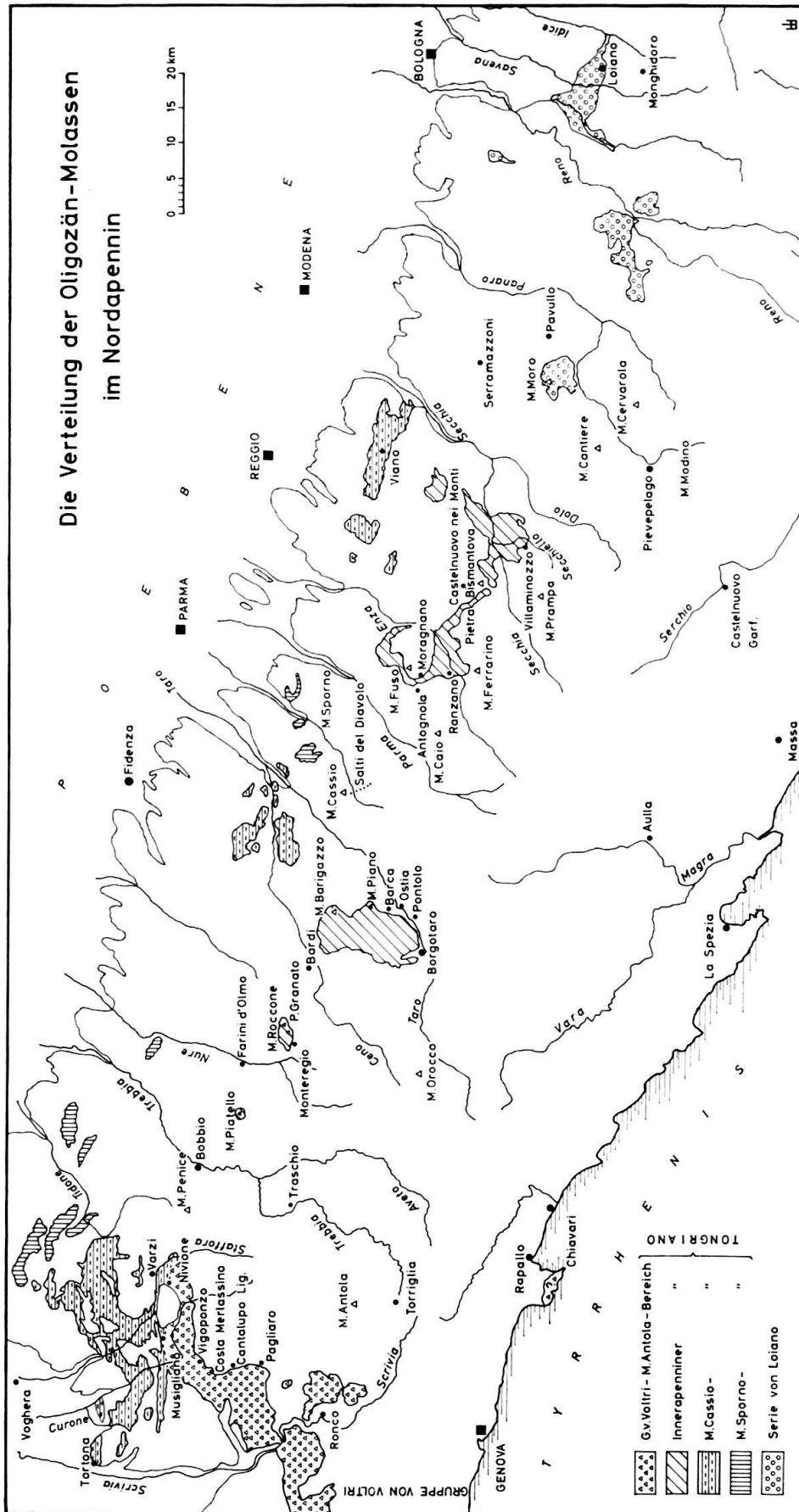


Fig. 1. Die Verteilung der Oligozänmolassen im Nordapennin.

2.2 *Tongriano des innerapenninen Bereichs*

Hierzu gehören die Vorkommen vom M. Piatello, M. Roccone, von Borgotaro und von Castelnuovo nei Monti. Für das Problem des Tongriano sind diese Vorkommen von ausserordentlicher Wichtigkeit, da sie in grösster Nähe der Fenster liegen, in denen die tiefen tektonischen Einheiten des Apennins mit Gesteinen zutage treten, die teilweise jünger sind als das Tongriano selbst.

2.21 M. Piatello

Das kleine Tongrianovorkommen vom M. Piatello liegt oberhalb Farini d'Olmo, fast auf der Wasserscheide zwischen Trebbia und Nure. Die Kontakte zum Unterlager sind nicht aufgeschlossen; da das Tongriano aber verschiedene Schichtgrenzen überlagert, ist die Diskordanz eindeutig.

Im N, E und SE ruht das Piatello-Tongriano auf Alberese vom Antola- oder Cassio-Typ (BRAGA 1965), das heisst tektonischen Einheiten unterschiedlicher Herkunft. Jedoch kann nicht ausgeschlossen werden, dass zwischen Tongriano und Alberese-Untergrund Reste einer Buntschieferserie vorhanden sind (z. B. unmittelbar südlich Höhe 1083), deren tektonische Stellung ebenfalls nicht eindeutig ist. Im W liegt das Tongriano auf Buntschieferserie (fragliche Cassio-Basis) mit grossen Ophiolithen. Einer dieser Ophiolithe überschob das Piatello-Tongriano im N um einige 100 m. Im S grenzt es gegen die Kalktonserie (Eozän, Liguriden I).

Nur wenige Kilometer vom M. Piatello entfernt liegen in der Kalktonserie einige Fenster der miozänen Dachserien des Macigno von Bobbio. Nirgendwo im Nordapennin liegt ein Tongrianovorkommen so nahe an den Liguriden I und dem von ihnen überschobenen autochthonen Macigno. Nirgendwo wird deutlicher, dass das innerapennine Tongriano kein Neoautochthon sein kann, weil es mit seiner obereozän-oligozänen Schichtfolge direkt zwischen tektonische Einheiten geriet, die als Gleitdecken auf Miozän lagern.

2.22 M. Roccone

Das Tongriano liegt hier mit roten und grauen Pianomergeln sowie einem ausgedehnten Olisthostrom-Horizont diskordant auf älterem Untergrund. Obwohl keine Kontakte aufgeschlossen sind, kann schon aus der starken Verfaltung und Tektonisierung des Untergrundes, die im Kontrast zu der recht ruhigen Lagerung des Tongriano stehen, auf eine Diskordanz geschlossen werden. Die liegenden Schichten, rote und graue Schiefer mit vielen Kalksandsteinen, wie sie unterhalb des P. Granato aufgeschlossen sind, gehören dem Cenoman an. Die Sandsteine sind am besten mit dem in diesem Teil des Apennins weit verbreiteten Ostiasandstein (SAMES 1963) zu vergleichen.

Bei Montereio und am P. Granato ruht das Tongriano auf den Argille scagliose, die entweder selbständig als Liguriden III oder aber als Basis des mächtigen Oberkreide-Alberese des M. Orocco (Liguriden II, Orocco-Caio-Einheit) von SW her den jüngeren Untergrund überschoben. Dieser Untergrund ist im Trebbia-, Nure- und Tarotal mit oligo-miozänen Mergeln und Sandsteinen (Macigno s. l.) in verschiedenen

Fenstern aufgeschlossen. An diesem Beispiel wird besonders deutlich, dass das Tongriano des M. Roccone als Neoautochthon betrachtet werden musste (SAMES 1960), solange man einerseits die eozänen und oligozänen Faunen (BRAGA 1963) daraus noch nicht kannte, die es älter machen als vermutet, und andererseits noch nicht wusste, dass der Macigno in den Fenstern bis in das Miozän hinaufreicht.

Ob dieses Tongrianovorkommen ein Teil der Liguriden III ist oder aber zu noch höheren tektonischen Einheiten gestellt werden muss, lässt sich nicht entscheiden.

2.23 Borgotaro

Zwischen Borgotaro und Bardi erstreckt sich eine weitere, etwa 15 km lange und 7 km breite Tongrianoscholle (M. Barigazzo), die diskordant dem älteren Untergrund auflagert. Der Ostrand dieses Vorkommens wurde von SCHULZE (1965) untersucht.

Die Pianomergel sind in unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet und können stellenweise fehlen. Südlich des M. Piano selbst liegen die Mergel auf dem überkippten Teil eines Oberkreideflysches (Barca-Alberese nach SCHULZE), der eine liegende Mulde bildet. Zwischen die Mergel und den Alberese schaltet sich eine olisthostromartige, wohl durch submarine Aufarbeitung entstandene Brekzie. In der Nähe von Borgotaro keilt der Barca-Alberese aus, und das Tongriano ruht auf der cenomanen Pontoloserie, ohne dass sich über die Kontakte selbst noch genauere Aussagen machen liessen. Die Pontoloserie mag die stratigraphische Basis des Oberkreideflysches sein. Bei den darunter folgenden Serien lässt sich nicht mehr sagen, ob sie stratigraphisch oder tektonisch das Liegende der Pontoloserie bilden. Überschiebungsflächen sind hier zweifellos vorhanden. Auch der Westrand des Vorkommens scheint von der Pontoloserie oder ihren Äquivalenten gebildet zu werden.

Da Barca-Alberese und Pontoloserie nicht mit ligurischen tektonischen Einheiten korreliert werden können, muss also die Tongrianoplatte von Borgotaro einer anderen, höheren tektonischen Einheit zugehören.

2.24 Castelnuovo nei Monti

Zwischen Secchia und Enza breitet sich das grösste Gebiet des innerapenninen Tongriano aus, das allerdings im NE in die Aussenbereiche zieht und sich dort mit dem Tongriano des Cassiobereichs verbindet. Diese Verbindung ist im wesentlichen unter einer mächtigen Platte miozäner Molassesedimente verborgen und lässt sich nur in einzelnen randlichen Tongrianoaufschlüssen verfolgen.

Im Gegensatz zu den 3 bisher genannten Bereichen geht die Sedimentation bei Castelnuovo über dem Sandstein von Ranzano mit den Aquitanmergeln von Moragnano (= Antognola, THIEME 1961) und dem Burdigal-Helvet-Sandstein vom M. Fuso (= Bismantova) bis in das Miozän (Torton) weiter. Das Tongriano liegt praktisch überall diskordant auf den tieferen Schichten. Genauere Untersuchungen dazu wurden am SW-Rand von LOESCHKE (1965) nördlich der Enza und von KRAMPE (1964) südlich der Enza durchgeführt. Wie bei Borgotaro bildet dort ein Oberkreide-Alberese die Basis des Tongriano.

Sehr kompliziert sind die Verhältnisse bei Ranzano, da nach LOESCHKE gleich 2 verschiedene Oberkreide-Alberese in Kontakt mit dem Tongriano kommen. Westlich

von Moragnano wird eine überkippte Partie von Alberesebänken (Caio-Alberese nach LOESCHKE) von den Konglomeraten des Sandsteins von Ranzano überdeckt. 2 km südlich liegen sie jedoch auf anderen Kalkmergeln, die mit dem Cassio-Alberese verglichen werden. Diese sind auf den überkippten Caio-Alberese überschoben.

Es ergibt sich hier der Ausnahmefall, dass das Tongriano randlich auf die tektonische Einheit des M. Caio übergreift, die als grosse Überschiebungsmasse aus dem ligurischen Faziesraum anzusehen ist (Liguriden II). Gerade in diesem Bereich erscheint die Annahme einer neoautochthonen Stellung als einzig mögliche, da nebeneinanderliegende, selbständige tektonische Einheiten durch das Tongriano verbunden sind. Gewisse Anzeichen in den überkippten Schichten deuten jedoch darauf hin, dass es sich nicht um Caio-Alberese, sondern um ähnliche, einer anderen Einheit zugehörnde Gesteine handelt. Diese Gesteine lassen sich im Gebiet südlich der Enza dem von KRAMPE beschriebenen Alberese des M. Ferrarino (ebenfalls Oberkreide) zuordnen, der dort die Basis des Tongriano bildet. Dieser Ferrarino-Alberese erscheint im Tal des Secchia wie auch des Sechiello bei Villaminozzo unter dem Tongriano. Gerade dort fallen die lithologischen Unterschiede zwischen dem Oberkreide-Alberese der Orocco-Caio-Einheit, die nicht mehr vom Tongriano bedeckt wird, und dem Ferrarino-Alberese besonders auf.

Verfolgt man die Gesteine der Tongrianobasis auf die Nordseite der Platte von Castelnuovo nei Monti, so nimmt die Ähnlichkeit des Ferrarino- mit dem Cassio-Alberese in dieser Richtung deutlich zu. Die Alberese-Vorkommen im Enzatal, die sich unmittelbar nördlich des Tongriano befinden, können schon mit Sicherheit dem Cassio-Alberese zugerechnet werden.

An die Tongrianoplatte von Castelnuovo schliesst sich im Norden das Vorkommen von Viano an. Hier geht der Cassio-Alberese mit der Serie von Viano ohne Sedimentationsunterbrechung in die Pianomergel über (cf. S. 102), so dass in diesem Falle eine Konkordanz zwischen Oberkreide und Tongriano besteht.

Geht man von dem Standpunkt aus, das Tongriano stelle ein echtes postparoxysmales und epieugeosynklinales Sediment mittelmiozänen Alters dar (alle Faunen müssten dann umgelagert sein), dann dürfte man erwarten, dass gerade das innerapennine Tongriano über die verschiedensten tektonischen Einheiten hinweggreift, soweit sie im Miozän schon von der Erosion freigelegt waren.

Die Vorkommen vom M. Roccone, von Borgotaro und von Castelnuovo liegen zwar diskordant auf den älteren Serien, greifen aber in keinem Fall auf andere, tektonisch tiefere Einheiten über. Auch liegen sie nicht auf Serien, die sich eindeutig dem Ligurikum zuordnen lassen, da sich stets andere Gesteine dazwischenschalten. So ist kein Fall bekannt, in dem sich das Tongriano auf autochthonem oder parautochthonem Macigno, auf den Liguriden I (Kalktoneinheit) oder auf den Liguriden II (Orocco-Caio-Einheit) abgelagert hätte.

Das letztere gilt nur für den Fall, dass die überkippten Oberkreideschichten nördlich Ranzano nicht dem M. Caio-Komplex entsprechen (LOESCHKE), sondern zur Gruppe des Ferrarino-Alberese gehören (KRAMPE). Auch das dritte ligurische Allochthon, die ligurische Ophiolith-Einheit, wird im Innern des Apennins nicht direkt durch das Tongriano bedeckt, da sich auch hier stets andere Serien dazwischenschalten, deren Beziehungen zu den genannten 3 ligurischen Einheiten nicht eindeutig sind. Lediglich der M. Piatello scheint von dieser Regel eine Ausnahme zu machen (cf. S. 98).

Die Selbständigkeit der Einheit des innerapenninen Tongriano geht am deutlichsten aus den Aufschlüssen in der Umgebung von Villaminozzo hervor. Vom M. Prampa zieht die Oberkreide der Liguriden II (Caio-Alberese), die auf oligo-miozänen Gesteinen liegt, in das Secchiatal hinab. Südlich von Villaminozzo wird sie tektonisch durch Serpentin führende, tonige Serien überlagert, auf die direkt bei Villaminozzo der Ferrarino-Alberese folgt. Dieser trägt, mit sedimentärem Kontakt, Pianomergel und Sandstein von Ranzano über sich. Die Tongrianoplatte stellt damit eine höhere Einheit als die des Orocco-Caio dar.

In dieser Zone kommen das Tongriano und sein Unterlager ausserdem mit einem weiteren tektonischen Element in Berührung, der Cantiere-Monghidoro-Einheit (cf. S. 103). Diese Einheit zieht von SE heran und grenzt mit einer fast 20 km langen, SW-NE streichenden Störung an das Tongriano. Vermutlich handelt es sich um eine Abschiebung, an der die höhere Einheit, die Tongrianoplatte mit ihrer Unterlage, abgesunken ist. Die Cantiere-Monghidoro-Einheit bedeckt im Dolotal WSW Villaminozzo bereits autochthones Untermiozän, das an dieser Stelle von der Tongrianoplatte weniger als 2 km entfernt ist.

2.3 *Tongriano des M. Cassio-Bereichs*

Die Bezeichnung «Cassio-Einheit» bezieht sich auf ein tektonisches Element des Nordapennins, das das Gebirge von Tortona bis Serramazzoni parallel zum Rande der Poebene 170 km lang begleitet. Auffallendstes Schichtglied der Cassio-Einheit ist die höhere Oberkreide, ein mächtiger Kalkmergelflysch (Cassio-Alberese). Zwischen diesem und dem Antola-Alberese bestehen deutliche lithologische Unterschiede: Der Cassio-Alberese ist wesentlich heller und mergelreicher als der Antola-Alberese.

Die liegenden Teile der Cassio-Einheit werden von Radiolariten, Aptychenschichten, Ophiolithen und der Buntschieferserie beziehungsweise dem Ostiasandstein gebildet, der in der Nähe des Kontaktes zum Cassio-Alberese die Konglomerate der Salti del Diavolo enthält. Über dem Cassio-Alberese folgt an mehreren Stellen direkt oder indirekt, unter Vermittlung anderer Serien, die Molasse des Tongriano.

Das Tongriano des M. Antola-Bereichs taucht nicht, wie seine westliche Fortsetzung, nach N unter die Sedimente der Poebene ab, sondern gibt im mittleren Curone- und Stafforatal erneut seine Basis frei, die hier nicht mehr aus dem Antola-Alberese, sondern dem Cassio-Alberese besteht.

Die im Raum Varzi vom Tongriano überdeckte Grenze zwischen Antola- und Cassio-Einheit ist tektonisch nach der Sedimentation des Tongriano angelegt, da die Bewegungen der apenninen Orogenese im Untermiozän für die heutige Position der beiden tektonischen Komplexe verantwortlich sind. Diese Bewegungen drücken sich in der intensiven Tektonik des darüberlagernden Tongriano aus.

Im Gegensatz zum Raum Varzi-Tortona, wo das Tongriano diskordant den Cassio-Alberese oder Olisthostrom-Argille überlagert, ist bei Viano (Prov. Reggio) eine normale stratigraphische Entwicklung von der Oberkreide in das Oligozän bekannt geworden. Dort wurde von MAIOLI (1961) eine konkordante Abfolge beschrieben, die vom Kalkmergelflysch des Cassio-Alberese über eine zum Teil rot gefärbte Kalk-Argillit-Folge (Serie von Viano) und Pianomergel bis zu den Sandsteinen und Konglomeraten von Ranzano reicht. Die anderen Vorkommen des Cassio-Alberese zeigen

entweder keine höheren Serien oder stehen in nicht ganz eindeutigen Beziehungen zu den Pianomergeln und den Sandsteinen von Ranzano, so dass Störungen oder Diskordanzen als Kontakte zu vermuten sind.

Vom emilianischen Bereich im NW des Nordapennins aus gesehen stellt das Tongriano also auch kein Problem dar. Wie die ligurischen Serien im SW, so liegt die emilianische Cassio-Einheit im NE auf dem Penice-Alberese, d.h. indirekt auf dem Macigno von Bobbio. Auch sind Antola- und Cassio-Bereich durch das Tongriano von Varzi direkt miteinander verbunden, während keines von beiden mit dem Bobbieser Macigno verknüpft ist.

Die Oligozänmolasse des Cassio-Bereichs geht an einigen Stellen offenbar lückenlos in jüngere, ebenfalls molasseartige Sedimente über. Bei Viano kann sogar eine stratigraphische Abfolge bis in das Quartär der Poebene rekonstruiert werden. Damit ähneln die Verhältnisse wieder denen der Gruppe von Voltri und des nördlichen Antola-Bereichs wie auch denen der Molasse von Loiano. In diesen Fällen erscheint es besonders schwierig, eine weiträumige Allochthonie der jeweiligen Substrate anzunehmen. Die Oligozänmolassen und wahrscheinlich auch noch die daraufliegenden miozänen Molassen können aber auf keinen Fall als gänzlich autochthon gelten. Diese Tatsache wird besonders schön bei Loiano demonstriert (cf. S. 103).

2.4 *Tongriano des M. Sporno-Bereichs*

Die paleozän-eozäne Kalkmergelfolge (Alberese) des M. Sporno ist ebenfalls wieder Teil einer tektonischen Einheit, die aus mehreren Schichtgliedern (Paleozän-Oligozän) besteht. Sie zieht vom NW des Nordapennins zwischen Voghera und Piacenza in einzelnen Schollen bis zum Idicetal (Bologna) und bildet den äussersten Saum von Flyschgesteinen am Rande der Poebene. Im Tidonetal, SW Piacenza, geht der Alberese des M. Sporno über rote Argillite, die den Pianomergeln entsprechen, ohne Diskordanz in den Sandstein von Ranzano über (BONI 1961, MUTTI 1963). Man kann sich vorstellen, dass der Sporno-Alberese ein nordöstliches, mächtigeres Äquivalent der Serie von Viano darstellt, jenem Bindeglied zwischen kretazischem Cassio-Alberese und den Pianomergeln. Paläogeographisch würde das bedeuten, dass sich das Tongriano vom internen Cassio-Bereich, wo es diskordant auf der Kreide liegt, über einen externen Cassio-Bereich mit konkordanter Abfolge in den Poebenen-nahen Sporno-Bereich erstreckte.

Hier tritt nun ein tektonisch interessanter Aspekt auf. Die Cassio-Einheit wird nämlich von NE durch die Sporno-Einheit unterschoben, die dadurch stellenweise vollständig verschwindet. Damit ist, besonders bei Viano, das Tongriano 2 verschiedenen tektonischen Stockwerken zugeordnet, von denen merkwürdigerweise das obere (Cassio-Einheit) scheinbar sedimentäre Kontinuität zu den jüngsten Serien der Poebene zeigt.

2.5 *Serie von Loiano (M. Cantiere-Bereich)*

Die Molasse von Loiano entspricht in ihrem Alter, der Art ihres Auftretens und der damit verknüpften Problematik dem Tongriano. Da sie sich aber lithologisch weitgehend von ihm unterscheidet, wurde sie auf den älteren Karten mit der Molasse des mittleren Miozäns verwechselt und nicht als Tongriano bezeichnet. In den konglomeratischen Sandsteinen bei Loiano wurden später Nummuliten und Lepidocyclinen

gefunden, die das oligozäne Alter der Molasse anzeigten (WIEDENMAYER 1951, MERLA 1952). Erst in den letzten Jahren stellte sich heraus, dass dieses Oligozän nicht auf die Gegend von Loiano beschränkt ist, sondern in einzelnen Vorkommen bis in die Nähe von Pavullo verfolgt werden kann. Interessanterweise sind diese Sandsteine immer an die Cantiere-Monghidoro-Einheit gebunden. Sie liegen dabei direkt oder unter Vermittlung mittel-obereozäner Tone diskordant auf dem Cantiere-Alberese oder tieferen Serien. Der Cantiere-Alberese besitzt wie der Cassio- und der Antola-Alberese Oberkreidealter, unterscheidet sich jedoch von beiden durch die Einlagerung von Grauwacken. Die Diskordanz ist besonders deutlich, da auch überkippte Falten von der Molasse eingedeckt werden.

Ebenso wie bei grossen Teilen des Tongriano ist auch die Allochthonie der Molasse von Loiano mit ihrem Unterlager evident. Die Vorkommen der Cantiere-Monghidoro-Einheit beschränken sich auf die emilianische Seite des Apennins, wobei sie südlich der Cassio- und Sporno-Einheit bleiben. Im SW überlagert sie direkt die vom Oligozän in das Untermiozän reichenden Mergel und Sandsteine des Cervarolazuges, der dem Macigno von Bobbio entspricht (cf. S. 105). Südlich Bologna beziehungsweise Loiano liegt sie dagegen auf der mittel-obermiozänen «Formazione marnoso-arenacea». An der Überschiebungsgrenze sind dort Schollen der Sporno-Einheit eingeklemmt.

Merkwürdigerweise geht die Serie von Loiano mit verschiedenen Schichtgliedern des Miozäns in das aus der Poebene heraufkommende Pliozän über. Wie die Schichtfolge von Viano (cf. S. 102) bildet sie die Basis der Sedimente der Poebene und müsste, nur so betrachtet, autochthon sein. Die unter die Cantiere-Monghidoro-Einheit (Unterlager der Serie von Loiano) abtauchende *Formazione marnoso-arenacea* zeigt ebenfalls eine kontinuierliche sedimentäre Abfolge, die von den miozänen Grauwacken in das Pliozän und Quartär der Poebene reicht. Dieser «Loiano-Effekt», d. h. der kontinuierliche sedimentäre Übergang eines echten Allochthons in ein echtes Neoautochthon wird bei MERLA (1952) ausführlich behandelt.

Nach MERLA bewegte sich die Cantiere-Monghidoro-Einheit (*arenaria di Monghidoro*) als gravitative Gleitdecke aus ihrem ligurischen Ablagerungsraum, der in der heutigen Tyrrhenis zu suchen ist, über den toskanischen Faziesbereich hinweg nach NE. Die Sedimentation der Serie von Loiano auf der Cantiere-Monghidoro-Einheit begann bereits im ursprünglichen ligurischen Ablagerungsraum, so dass sie – immer nach MERLA – die westliche Randfazies des toskanischen Macigno bildete. Während des Gleitprozesses, der etwa das ganze Miozän beanspruchte, dauerte die Sedimentation auf dieser Einheit an und wurde nach Erreichen der heutigen Position bis ins Pliozän fortgesetzt.

Im Gegensatz zu MERLA lässt sich jedoch die Cantiere-Monghidoro-Einheit auch aus einem emilianischen Faziesraum herleiten, wodurch die Überschiebungsweiten erheblich reduziert würden. Die Serie von Loiano wäre dementsprechend das nordöstliche Äquivalent des Macigno. Eine solche Annahme würde das Problem des «Loiano-Effektes» erheblich vereinfachen.

In jedem Fall muss die Molasse von Loiano als südöstliches Äquivalent des Tongriano aufgefasst werden, da sich letzteres nach SE nicht über den Secchia hinaus verfolgen lässt. Das mag entweder daran liegen, dass auch die Aufschlüsse von Cassio- und Sporno-Einheit in dieser Richtung seltener werden, oder daran, dass sich die Fazies des Tongriano dort gänzlich ändert.

3. Die Fazies der Tongrianovorkommen und der Molasse von Loiano

3.1 *Das Tongriano des Bereichs Gruppe von Voltri–M. Antola*

In diesem Tongriano lassen sich 2 Fazies unterscheiden: eine westliche, überwiegend psephitische und eine östliche, überwiegend psammitisch-pelitische. Die Grenze zwischen den beiden Ausbildungen liegt bei Costa Merlassino (Cantalupo Lig.), wo unter den oligozänen Konglomeraten obereozäne Pelite und Psammite auftauchen, die wie die Konglomerate im Westen diskordant auf Antola-Alberese (Pagliaro- und Curone-typ, IBBEKEN 1965) liegen. Die Konglomerate wurden von einem tief erodierten Hinterland geschüttet, dessen heute noch zum grössten Teil erhaltener geologischer Bau deutlich aus der Verteilung der Komponenten zu erkennen ist. Das konglomeratische Tongriano wird bis über 1000 m mächtig.

Von der Costa Merlassino bis zum Staffora liegt das Tongriano in Form obereozän-oligozäner Sandsteine und Argillite mit vereinzelt Konglomerateinstreuungen und Brekzienströmen vor. Sedimenttexturen in den Sandsteinen weisen auf eine überwiegend turbiditische Sedimentation hin. Es ist interessant, dass diese Fazies gerade dort einsetzt, wo der Untergrund nicht mehr eindeutig autochthon ist, nämlich auf den nördlichen Teilen der Antola-Gruppe, die eine relative Annäherung an die emilianische Cassio-Einheit durchmachten.

3.2 *Das Tongriano des Cassio- und Sporno-Bereichs, innerapennines Tongriano*

Die Pianomergel zeigen, selbst wenn sie diskordant auf den tieferen Serien liegen, immer pelagische Mikrofaunen; Makrofossilien wurden bis heute nicht gefunden. Auch der lithologische Charakter, der in manchem an die Scaglia rossa erinnert, weist dieses Gestein als hochmarines Sediment aus.

Die Fazies des Sandsteins von Ranzano ist unterschiedlich, da wegen der Konglomerate und der unregelmässigen Schichtung mitunter ein Molassecharakter überwiegt, häufig aber auch durch gradierte Sandsteinbänke mit dem Unterflächeninventar von Turbiditen ein Flyschmerkmal angezeigt ist.

Hinsichtlich des Einsatzes der Pianomergel und des Sandsteins von Ranzano kann man mit LOESCHKE (1965) sagen: «Die Annahme, dass hier ein Transgressionskontakt im Sinne eines vorrückenden Meeres vorliegt, das ein sich langsam senkendes Festland allmählich überflutet und dabei grobkonglomeratische Lagen bildet, ist sicher nicht richtig.» Allerdings gilt dies nicht für die Molassevorkommen des westlichen Antola-Bereichs und der Gruppe von Voltri. Prä-obereozäne tektonische Bewegungen führten zu der Anlage eines differenzierten Sedimentationsbeckens, in das hinein von gleichzeitig aufgetauchten Schwellen Abtragungsmaterial geschüttet wird.

In sämtlichen Vorkommen des Bereichs der Sporno-Gruppe, der Cassio-Gruppe und des innerapennines Tongriano sind die Sandsteine von Ranzano überwiegend flyschartig ausgebildet. Flute- und Groove casts wurden von einigen Autoren eingemessen (MUTTI 1963). Dabei zeigte sich eine im Gegensatz zu den echten Flyschgesteinen recht unregelmässige Verteilung der Strömungsrichtungen. Oft lässt schon die Beobachtung weniger aufeinanderfolgender Bänke des Sandsteins von Ranzano die Unregelmässigkeit der Richtungen erkennen. Slumpings und Olisthostrome sind häufig; ihre Intensität nimmt von Norden nach Süden ab. All diese Merkmale zeigen,

dass die Sandsteine von Ranzano in Becken mit unregelmässigem Relief abgelagert wurden. Die Tiefe des Sedimentationsraumes lag offenbar an der Obergrenze der für die Bildung von Trübströmen erforderlichen bathymetrischen Verhältnisse. Damit liesse sich auch der Übergangscharakter der Sedimentation zwischen Flysch und Molasse erklären.

3.3 Die Molasse von Loiano

Die Molasse von Loiano, die wie das Tongriano das Oligozän umfasst, unterscheidet sich schon durch die Färbung deutlich vom Sandstein von Ranzano. Während dieser wegen des Gehalts an Ophiolith- und Sedimentgesteinskomponenten dunkel gefärbt ist, erscheint die Molasse von Loiano hell bis weiss, da sie aus fast reinem Quarzsand besteht. In kleineren Partien sind quarzreiche Sande auch im Tongriano anzutreffen (Vigoponzo). In den Sanden von Loiano kommt das dunklere Material nicht mehr vor. Auch die Pianomergel fehlen an der Basis dieser Molasse. Nur die oligozänen Sandsteine vom Loianotyp am Monte Moro (W Pavullo) werden noch von dunklen Argilliten unterlagert (SERPAGLI 1962).

Massige, schlecht geschichtete Sandsteine mit kugeligen Verwitterungsformen, die, besonders an der Basis, oft mächtige Konglomerate mit verschiedenen sedimentären und kristallinen Komponenten führen, wechseln vertikal wie horizontal mit Folgen echter Turbiditbänke ab. Die Mächtigkeit der einzelnen Turbidite übertrifft dabei meist die der Turbidite im Tongriano. Die Tiefenverhältnisse im Ablagerungsraum der Molasse von Loiano müssen denen der Sandsteine von Ranzano entsprechen haben.

4. Das Verhältnis Macigno–Tongriano

Die Vorkommen von Macigno und ihm nahe verwandter Gesteine, die in tektonischen Fenstern zutage treten, reichen von der südlichen Toskana bis nach Bobbio. Man kann dabei eine nordöstliche Fazies (Modino-Cervarola-Sandsteine) von einer südwestlichen (Macigno s. str.) abtrennen. Der Macigno s. str. bildet eine bis zu 2000 m mächtige Flyschgrauwackenfolge, die das oberste Schichtglied des toskanischen Faziesraums darstellt. Der tiefere Untergrund der Modino-Cervarola-Sandsteine (mergelreichere Grauwacken ähnlicher Mächtigkeit) wird dagegen nicht mehr vom Toskanikum, sondern von einer Flyschfazies gebildet, die als emilianisch angesprochen werden kann⁵). In den Grauwackenkomplexen, die beide dem Oligozän-Untermiozän angehören, wird durch die Unterflächen eine Materialschüttung von NW her angezeigt. Das ist sogar noch bei Bobbio der Fall (die Grauwacken entsprechen hier der Modino-Cervarola-Einheit), wo diese Strukturen einen Transport des klastischen Materials durch den Raum Varzi andeuten. Der Detritus hätte demnach ein Gebiet mit Tongrianosedimentation durchqueren müssen. Da das gesamte nordwestliche Tongriano aber unter dem Einfluss der Gruppe von Voltri mit ihren Ultrabasiten stand, während die Modino-Cervarola-Sandsteine und der Macigno s. str.

⁵) Von vielen Geologen werden die Flysche an der Basis der Modino-Cervarola-Sandsteine als eine ligurische Einschubmasse (Olisthostrom) angesehen, die die Sedimentation des Macigno unterbricht. Die Modino-Cervarola-Sandsteine wären in diesem Falle stratigraphisch über dem Macigno folgende Serien, die jedoch nur an seinem nordöstlichen Außenrande abgelagert wurden.

Abtragungsprodukte eines Gebietes mit exponiertem Grundgebirge sind, hätten sich Transportströme mit völlig verschiedener Sedimentfracht und vermutlich sehr verschiedenen Transportmechanismen durchkreuzen müssen. Auch mit einer Fülle von Zusatzhypothesen könnte diese Annahme nicht gestützt werden. Eine Lösung erscheint nur möglich, wenn man die enorme Einengung des in das Orogen miteinbezogenen Gebietes berücksichtigt und für die Flyschgesteine mit Schüttungsrichtungen rechnet, die nicht unbedingt den Unterflächenstrukturen entsprechen.

5. Hypothesen zur Paläogeographie

Werden die Oligozänmolassen mit ihren Unterlagen als allochthone tektonische Einheiten angesehen, erhebt sich die Frage nach ihrem Ursprungsgebiet. Dafür bieten sich 2 Deutungen an:

1. Mit MERLA (1952) kann man annehmen, die Sandsteine von Ranzano wären die südwestliche Randfazies des toskanischen Macigno. Die Pianomergel entsprächen dann faziell dem oberen Teil der Saglia rossa. Während der Deckenbildung, an der Grenze Oligozän-Miozän, vielleicht auch erst im Untermiozän, hätte sich das Tongriano mit seinem Untergrund als Gleitdecke nach NE in Bewegung gesetzt. Da sich im Falle des Vorkommens von Castelnuovo nei Monti die Sedimentation bis in das Mittelmiozän fortsetzt, wird vermutet, dass während des Gleitprozesses keine Sedimentationsunterbrechung erfolgte (cf. S. 99). Auch nach Ankunft der Gleitdecke wäre die Sedimentation bis in das Pleistozän weitergegangen, dann allerdings am Rande der Poebene und nicht mehr im Bereich der Tyrrhenis, wo sie begonnen hatte. Nach dieser Vorstellung von MERLA liegt also die ehemalige südwestliche Randfazies des toskanischen Macigno heute im NE der Toskaniden und der Modino-Cervarola-Einheit. Im Falle der Molasse von Loiano würde das einem Deckentransport von über 100 km entsprechen.

Es muss allerdings festgestellt werden, dass das Tongriano und die Molasse von Loiano höchstens indirekt eine Randfazies des Macigno waren. Zwischen der Toskana und den Liguriden II und III, auf denen nach MERLA diese Molassen abgesetzt wurden, ist nämlich das Sedimentationsgebiet der Liguriden I zu vermuten, wo im Oligozän eine konglomeratische Flyschgrauwacke entstand (Petriagnicola-Sandstein). Macigno und Tongriano konnten also nie unmittelbar benachbart gewesen sein.

2. Die zweite Deutung setzt ein emilianisches Faziesgebiet mit Flyschsedimentation von der Kreide bis in das Eozän voraus, in dem die Pianomergel, die Sandsteine von Ranzano und die Molasse von Loiano als nordöstliche Äquivalente des Macigno und der Scaglia auf gefaltetem Untergrund abgelagert wurden. Im Laufe der Orogenese, die mit erheblicher Krustenverkürzung verbunden war, wurde das emilianische Gebiet von 2 Seiten her unterschoben, so dass es sowohl im SW als auch im NE auf jüngeren Serien liegt. Auch bei diesem Prozess, der mit wesentlich geringeren Überschiebungen verbunden war, gab es keine oder nur geringe Sedimentationsunterbrechungen. Das Gebiet des Stafforatales bei Varzi (Nivione-Musegliano) ist damit eine grosse Verschluckungszone, in der mit Tongriano beladene emilianische Einheiten (Cassio-Gruppe) und ligurische (Antola-Gruppe) zusammenstiessen.

Ein weiteres Argument für die Entstehung der Oligozänmolassen in einem emilianischen Faziesraum (Tongriano des Antola-Bereichs und westlichere ausgenommen) ist

die Tatsache, dass diese Molassen im südwestlichen Bereich des Apennins gänzlich fehlen, obwohl dort allochthone, aus SW kommende Einheiten weit verbreitet sind.

Die verschiedenen Vorkommen des Tongriano und der Serie von Loiano wären demnach Molassen, die schon im Oligozän zum Sedimentations- und Faziesbereich der Poebene gehörten, von deren zentralem, tektonisch weitgehend stabilem Teil sie auf den Eugeosynklinalraum des Apennins übergriffen. Folgt man jedoch der Hypothese MERLAS, so handelt es sich um Sedimente eines von der Poebene getrennten epieugeosynklinalen Beckens im Raum der Tyrrhenis. Damit wäre der aussergewöhnliche Fall gegeben, dass derartige Sedimente noch als überschiebende Schollen in einen weitreichenden Deckenbau einbezogen werden. Die Vorstellung von einem der Toskana nordöstlich vorgelagerten Eugeosynklinalraum (Emilia) mit oligozänen, zu einer Paläopoebene gehörenden Molassen, die nur Unterschiebungen geringeren Ausmasses erlitten, scheint hier befriedigender zu sein.

LITERATUR

- AUBOUIN, J. (1965), *Geosynclines. Developments in Geotectonics* 1, 335 pp., 67 figs., 2 pls., Elsevier Amsterdam.
- BONI, A. (1961), *Per la Geologia dell'Appennino settentrionale a W della linea La Spezia-Piacenza*, Atti Ist. Geol. Univ. Pavia 12, 196 p.
- BRAGA, G. (1962), *Il Paleogene di Monte Roccone nell'Appennino di Piacenza*, Mem. Soc. Geol. It. 3, 395-408.
- (1963), *Stratigrafia e tettonica delle formazioni implicate nella struttura della valle del T. Spettine (Appennino di Piacenza)*, Mem. Soc. Geol. It. 4, 16 p.
- (1965), *Geologia delle Valli Nure e Perino (Appennino Piacentino)*, Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 17, 49 p.
- FAZZINI, P. e TACOLI, M. L. (1963), *La serie oligomiocenica del versante padano dell'Appennino settentrionale e la sua posizione nella tettonica regionale*, Soc. Tipogr. Ed. Modenese – Mucchi, 22 p.
- GIRELLI, M. (1960), *Considerazioni stratigrafiche e micropaleontologiche preliminari sui banchi rossi nell'Appennino Tortonese-Pavese*, Boll. Soc. Geol. It. 79/3, 181-202.
- IBBEKEN, H. (1965), *Antola-Alberese und Kreide-Tertiär-Grenze zwischen Borbera und Staffora (Prov. Alessandria, Italien)*, Max-Richter-Festschrift, 83-95, Clausthal Zellerfeld.
- Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Parma (1965), *Carta Geologica 1:100000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*.
- KAY, M. (1947), *Geosynclinal Nomenclature and the Craton*, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 31, 1289-1293.
- 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.
- LOESCHKE, J. (1965), *Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enza-Tal im Nordapennin*, Diss. Freie Univ. Berlin, 123 S.
- MAIOLI, P. (1961), *Serie stratigrafica di Viano*, Boll. Soc. Geol. It. 80/1, 61-69.
- MERLA, G. (1952), *Geologia dell'Appennino settentrionale*, Boll. Soc. Geol. It. 70, 95-382.
- (1957), *Essay on Geology of Northern Apennines with a Geological Map 1:1000000*, A.G.I.P., Milan, 33 p.
- MUTTI, E. (1963), *Confronto tra le direzioni d'apporto dei clastici entro il Macigno e il «Tongriano» dell'Appennino di Piacenza*, Riv. Ital. Paleont. 69/3, 235-258.
- (1964), *Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza*, Ibidem, 70/4, 869-885.
- MUTTI, E., DE ROSA, E. e SACCANI, G. (1965), *Paleocorrenti e caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano tra la Val Tidone e la Val Taro (Appennino settentrionale)*, Ibidem, 71/2, 565-602.

- PAPANI, G. (1964), *Su un Olistostroma di «Argille scagliose» intercalato nella serie oligomiocenica del subappennino reggiano (nota preliminare)*, Boll. Soc. Geol. It. 82/3, 192–200.
- PETTERS, V. e GANDOLFI, R. (1948), *Contributo alla conoscenza dei foraminiferi oligocenici nel versante nord dell'Appennino settentrionale*, Riv. Ital. Palenont. 54/3.
- PIERI, M. (1961), *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955–1959 dai geologi dell'AGIP Mineraria*, Boll. Soc. Geol. It. 80/1, 34 p.
- REUTTER, K. J. und SAMES, C.-W. (1964), *Fazieszusammenhänge im Nordapennin*, Z. Deutsch. Geol. Ges. 114/3, 620–646.
- SAMES, C.-W. (1960), *Zur Geologie des Nordapennins im Raum Bedonia, Provinz Parma*, Diss. Freie Univ. Berlin, 55 S.
- (1963), *Beitrag zur Gliederung des Kreideflyschs zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin, Italien*, Geol. Jb. 81, 481–518.
- SCHULZE, K.-H. (1965), *Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Valdena–Borgo Val di Taro–Valmozzola, Provinz Parma*, Diss. Freie Univ. Berlin, 129 S.
- SERPAGLI, E. (1962), *Età paleogenica e non miocenica della Formazione di Rio Giordano tra Pavullo e Lama Mocogno (Appennino settentrionale Modenese)*, Acc. Naz. Lincei Cl. Sc. Mat. Nat. ser. 8, 33/3–4, 153–157.
- TEDESCHI, D. e COCOCETTA, V. (1961), *Stratigrafia della serie di Costa Merlassino*, Boll. Soc. Geol. It. 80/1, 139–145.
- THIEME, R. (1961), *Serie stratigrafica di Antognola*, Boll. Soc. Geol. It. 80/1, 89–98.
- WIEDENMAYER, C. (1951), *Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal*, Eclog. Geol. Helv. 43, 115–144.

Manuskript eingegangen am 7. September 1966.