

*Il geometra Massinghi
con cordialità*

Renzo Mazzanti

MEMORIE
DELLA
SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA

Volume V - (1966), 105-138, 15 ff.

RENZO MAZZANTI

GEOLOGIA DELLA ZONA DI POMARANCE-LARDERELLO
(Provincia di Pisa)

PISA
ARTI GRAFICHE PACINI MARIOTTI
1966

GEOLOGIA DELLA ZONA DI POMARANACE-LARDERELLO (PROV. DI PISA)

Memoria del Socio RENZO MAZZANTI (*)

(presentata a Torino nella Seduta dell'8 ottobre 1966)

INDICE

Riassunto	Pag. 105
Résumé	» 106
Introduzione	» 107
I - Stratigrafia	» 108
Alloctono	» 108
Osservazioni generali	» 108
Descrizione delle formazioni	» 110
Complesso del <i>Flysch</i> calcareo marnoso	» 110
Complesso ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia e Complesso ofiolitifero superiore	» 111
Ofioliti	» 111
Diaspri	» 111
Calcarei a <i>Calpionella</i>	» 111
Argille fissili con intercalazioni di calcari silicei (Palombini) e di arenarie quarzose	» 111
Formazione di Lanciaia	» 112
Formazioni di incerta sede	» 116
Neoauctono	» 116
Osservazioni generali	» 116
Descrizione delle formazioni	» 120
Formazioni lacustri del Miocene sup.	» 120
Formazioni evaporitiche del Miocene sup.	» 121
Formazioni marine del Pliocene	» 123
II - Tettonica	» 127
Osservazioni generali	» 127
Le strutture della tettonica tardiva, di distensione	» 128
Età delle strutture della tettonica tardiva	» 132
Sviluppo paleogeografico dal Miocene sup. dell'area compresa nella Carta geologica	» 132
Le strutture della tettonica parossismale, di traslazione	» 134
Le strutture del Complesso del <i>Flysch</i> calcareo marnoso	» 135
Le strutture del Complesso ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia	» 135
Le strutture del Complesso ofiolitifero superiore	» 136
III - Morfologia e depositi quaternari	» 136
Opere citate	» 137

RIASSUNTO

In questa nota è presentato un nuovo studio geologico di dettaglio della zona di Pomarance-Larderello nella media Val di Cècina (Toscana), accompagnato da una nuova Carta geologica alla scala di 1 : 25.000.

Le formazioni geologiche che compaiono in questa area sono raggruppabili in tre complessi alloctoni di età varia, compresa fra il Giurese sup. e l'Eocene inf.; questi sono sormontati da depositi del Miocene sup. e del Pliocene che rappresentano un ciclo sedimentario neoauctono poichè sono stati deposti « in loco » dopo l'arrivo nella regione dei complessi alloctoni.

Dai dati di numerose perforazioni è stato possibile ricostruire la parte più alta del substrato sul quale appoggiano i complessi alloctoni. Questo substrato, che non affiora in alcun luogo compreso nella Carta geologica, è costituito da anidriti, filladi e quarziti riferibili al Trias sup. di facies toscana.

Il complesso alloctono più profondo è costituito da una formazione tipo *flysch*, caratterizzata da grossi banchi di calcari arenacei (o arenarie) — calcari marnosi (o marne) — calcari (o argille), di età cretacea superiore.

Il complesso alloctono intermedio è formato dalla nota serie serpentina - gabbro - diabase - calcari a *Calpionella* - argille con calcari palombini del Giurese sup. - Cretaceo inf.; sopra la serpentina, il gabbro e il diabase di alcuni affioramenti di questa serie appoggia, con contatto sedimentario, la Formazione di Lanciaia del Paleocene medio - Eocene inf.. E' questa una formazione di tipo *wildflysch* a composizione litologica eterogenea, nella quale prevalgono sequenze ritmiche di piccolo spessore di arenarie calcaree - silt e grossi banchi di breccie con elementi provenienti dalle formazioni della serie ofioliti - argille con calcari palombini.

Il complesso alloctono superiore, che appoggia sul tetto della Formazione di Lanciaia, è costituito ancora da frammenti della serie giurassica superiore - cretacea inferiore delle ofioliti e delle argille con calcari palombini.

La parte basale del ciclo sedimentario neoauctono (Miocene sup.) è formata da conglomerati, marne, argille, di am-

(*) Pubblicazione n. 201 del Centro di Studi per la Geologia dell'Appennino del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Pisa.

GEOLOGIA DELLA ZONA DI POMARANACE-LARDERELLO (PROV. DI PISA)

Memoria del Socio RENZO MAZZANTI (*)

(presentata a Torino nella Seduta dell'8 ottobre 1966)

INDICE

Riassunto	Pag. 105
Résumé	» 106
Introduzione	» 107
I. - Stratigrafia	» 108
1. Alloctono	» 108
Osservazioni generali	» 108
Descrizione delle formazioni	» 110
Complesso del <i>Flysch</i> calcareo marnoso	» 110
Complesso ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia e Complesso ofiolitifero superiore	» 111
Ofioliti	» 111
Diaspri	» 111
Calcarei a <i>Calpionella</i>	» 111
Argille fissili con intercalazioni di calcari silicei (Palombini) e di arenarie quarzose	» 111
Formazione di Lanciaia	» 112
Formazioni di incerta sede	» 116
2. Neoauctono	» 116
Osservazioni generali	» 116
Descrizione delle formazioni	» 120
Formazioni lacustri del Miocene sup.	» 120
Formazioni evaporitiche del Miocene sup.	» 121
Formazioni marine del Pliocene	» 123
II. - Tettonica	» 127
Osservazioni generali	» 127
Le strutture della tettonica tardiva, di distensione	» 128
Età delle strutture della tettonica tardiva	» 132
Sviluppo paleogeografico dal Miocene sup. dell'area compresa nella Carta geologica	» 132
Le strutture della tettonica parrossimale, di traslazione	» 134
Le strutture del Complesso del <i>Flysch</i> calcareo marnoso	» 135
Le strutture del Complesso ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia	» 135
Le strutture del Complesso ofiolitifero superiore	» 136
III. - Morfologia e depositi quaternari	» 136
Opere citate	» 137

RIASSUNTO

In questa nota è presentato un nuovo studio geologico di dettaglio della zona di Pomarance-Larderello nella media Val di Cècina (Toscana), accompagnato da una nuova Carta geologica alla scala di 1 : 25.000.

Le formazioni geologiche che compaiono in questa area sono raggruppabili in tre complessi alloctoni di età varia, compresa fra il Giurese sup. e l'Eocene inf.; questi sono sormontati da depositi del Miocene sup. e del Pliocene che rappresentano un ciclo sedimentario neoauctono poichè sono stati deposti « in loco » dopo l'arrivo nella regione dei complessi alloctoni.

Dai dati di numerose perforazioni è stato possibile ricostruire la parte più alta del substrato sul quale appoggiano i complessi alloctoni. Questo substrato, che non affiora in alcun luogo compreso nella Carta geologica, è costituito da anidriti, filladi e quarziti riferibili al Trias sup. di facies toscana.

Il complesso alloctono più profondo è costituito da una formazione tipo *flysch*, caratterizzata da grossi banchi di calcari arenacei (o arenarie) — calcari marnosi (o marne) — calcari (o argille), di età cretacea superiore.

Il complesso alloctono intermedio è formato dalla nota serie serpentina - gabbro - diabase - calcari a *Calpionella* - argille con calcari palombini del Giurese sup. - Cretaceo inf.; sopra la serpentina, il gabbro e il diabase di alcuni affioramenti di questa serie appoggia, con contatto sedimentario, la Formazione di Lanciaia del Paleocene medio - Eocene inf.. E' questa una formazione di tipo *wildflysch* a composizione litologica eterogenea, nella quale prevalgono sequenze ritmiche di piccolo spessore di arenarie calcaree - silt e grossi banchi di breccie con elementi provenienti dalle formazioni della serie ofioliti - argille con calcari palombini.

Il complesso alloctono superiore, che appoggia sul tetto della Formazione di Lanciaia, è costituito ancora da frammenti della serie giurassica superiore - cretacea inferiore delle ofioliti e delle argille con calcari palombini.

La parte basale del ciclo sedimentario neoauctono (Miocene sup.) è formata da conglomerati, marne, argille, di am-

(*) Pubblicazione n. 201 del Centro di Studi per la Geologia dell'Appennino del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Pisa.

biente lacustre; al di sopra compaiono formazioni evaporitiche suddivisibili in due cicli minori: un ciclo inferiore formato da un primo livello di gessi, da un secondo di argille e da un terzo nuovamente di gessi e salgemma; un ciclo superiore, che inizia con un conglomerato caratterizzato dalla presenza di ciottoli di gesso, di aplite porfirica e di porfido granitico e che, nella parte più alta, contiene ancora argilla e gessi in strati e banchi.

I sedimenti del Pliocene (calcarei arenacei, sabbie, argille, conglomerati) sono di ambiente marino ed hanno giacitura assai diversa a seconda delle zone, anche in località vicine.

Verso l'area più centrale del bacino neoautoctono le argille del Pliocene inf. sono in concordanza di stratificazione col tetto degli strati evaporitici del Miocene sup.; ai margini del bacino, conglomerati del Pliocene inf. sono invece trasgressivi sia sopra alcune formazioni neoautoctone del Miocene sup. che sopra altre dei complessi alloctoni.

Anche i sedimenti del Pliocene medio hanno giacitura analoga, parte in concordanza sopra quelli del Pliocene inf., parte in trasgressione sopra formazioni neoautoctone del Miocene sup. o sopra quelle alloctone.

La struttura tettonica dell'area esaminata presenta la disposizione a grandi scaglie embricate del complesso alloctono inferiore e di quello intermedio sopra il substrato evaporitico, filladico, quarzítico a facies toscana; il complesso alloctono superiore sormonta invece solamente quello intermedio; tutta quanta l'area è poi suddivisa in blocchi variamente sbalzati da faglie di tipo distensivo.

L'esame dei rapporti reciproci fra complessi alloctoni, specialmente nei confronti con la Formazione di Lanciaia (*wildflysch* strettamente sintetogenetico) ha permesso di formulare l'ipotesi che i tre complessi siano giunti « in loco » contemporaneamente perchè la loro sovrapposizione risale almeno all'Eocene medio, mentre la definitiva messa in posto non può essere anteriore all'Oligocene sup..

Il confronto dell'area in esame col quadro più vasto della Geologia della Toscana Marittima ha permesso di riscontrare che la successione locale dei complessi alloctoni è priva del termine che comunemente compare sotto agli altri (Complesso delle « Argille e calcari » dell'Eocene medio-sup.) e che anche la serie toscana è priva di tutti i termini superiori alle evaporiti del Trias sup..

Per spiegare queste lacune di entità grandissima è stata riproposta l'ipotesi di una laminazione tettonica di importanza regionale, succedutasi alla primitiva messa in posto dei complessi alloctoni.

Nell'esame delle strutture dovute ai movimenti tettonici post-parossismali, di tipo distensivo, seguiti a quelli di traslazione, che hanno invece coinciso con la fase parossismale, è stato possibile mettere in evidenza lo sviluppo di vari cicli sedimentari ad essi collegati e l'evoluzione di numerosi e notevoli cambiamenti paleogeografici.

Infine sono stati esaminati i depositi continentali recenti e la morfologia.

RÉSUMÉ

On va présenter, dans cette note, une nouvelle étude géologique en détail de la zone Pomarance-Larderello dans la

moyenne Val di Cècina (Toscane), avec une nouvelle Carte géologique en échelle 1:25.000.

On peut grouper les formations qui paraissent en cette zone, en trois complexes alloctones d'âge diverse, comprise entre le Jurassique supérieur et l'Éocène inférieur; ils sont surmontés par des dépôts du Miocène supérieur et du Pliocène qui représentent un cycle sédimentaire néoautochtone puisque ont été déposés « in loco » après l'arrivée des complexes alloctones dans la région.

On a pu reconstruire, au moyen de nombreux forages, la partie plus élevée du substratum sur lequel se posent les complexes alloctones. Ce substratum, qui n'affleure en aucun lieu compris dans la Carte géologique, est formé d'anhydrites, phyllades et quazites qu'on peut référer au Trias supérieur de facies toscane.

Le complexe alloctone plus profond est constitué d'une formation de type *flysch*, caractérisée par de gros bancs de calcaires arénacés (ou grès) - calcaires marneux (ou marnes) - calcaires (ou argiles) d'âges crétacée supérieure.

Le complexe alloctone moyen est formé de la série bien connue serpentine - gabbro - diabase - jaspes - calcaires à *Calpionella* - argiles avec des calcaires siliceux dits « Palombini » du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur; sur la serpentine, le gabbro et le diabase de quelques affleurements de cette série se pose, avec un contact sédimentaire, la Formation de Lanciaia du Paléocène moyen - Éocène inférieur. C'est là une formation de type *wildflysch* dont la composition lithologique est hétérogène et dans laquelle prévalent des séquences rythmiques, de petit épaisseur, de grès calcaires - silt et de gros bancs de brèches dont les éléments viennent des formations de la série ophiolites - argiles avec des calcaires palombini.

Le complexe alloctone supérieur, qui surmonte la partie supérieure de la Formation de Lanciaia, est encore constitué de fragments de la série jurassique supérieure - crétacée inférieure des ophiolites et des argiles avec calcaires palombini.

La base du cycle sédimentaire néoautochtone (Miocène supérieur) est formée par conglomérats, marnes, argiles, de milieu lacustre; au-dessus paraissent des formations évaporitiques qu'on peut diviser en deux cycles mineurs: un cycle inférieur constitué d'un premier niveau de gypses, d'un second d'argiles et d'un troisième encore de gypses et de sel gemme; un cycle supérieur, qui commence par un conglomérat caractérisé par la présence de galets de gypse, d'aplite porphyrique et de porphyre granitique et qui, dans la partie plus haute, contient encore bancs et couches d'argiles et de gypses.

Les sédiments du Pliocène (calcaires arénacés, sables, argiles, conglomérats) sont de milieu marin et ont une position très diverse selon les zones, dans des lieux voisins aussi.

Vers l'aire plus centrale du bassin néoautochtone les argiles du Pliocène inférieur sont au contraire transgressives soit sur quelques formations neoautoctones du Miocène supérieur soit sur d'autres formations des complexes alloctones.

Même les sédiments du Pliocène moyen ont une position pareille en partie concordants sur ceux du Pliocène inférieur, en partie transgressifs sur des formations neoautoctones du Miocène supérieur ou sur celles alloctones.

La structure tectonique de l'aire qu'on a examinée présente la disposition à grandes-écailles embriquées du complexe

allochtone inférieur et de celui intermédiaire sur le substratum évaporitique, phylladique, quarzitique à facies toscane; le complexe allochtone supérieur surmonte au contraire seulement l'intermédiaire; l'aire entière est de plus subdivisée en blocs différemment déplacés par des failles d'extension.

L'examen des rapports réciproques entre les complexes allochtones, surtout à l'égard de la Formation de Lanciaia (*wildflysch* strictement syntectogénétique) a permis de formuler l'hypothèse que les trois complexes soient arrivés « in loco » en même temps puisque leur superposition remonte au moins à l'Eocène moyen, tandis que la définitive mise en place ne peut pas être antérieure à l'Oligocène supérieur.

La comparaison de l'aire qu'on examine avec le tableau plus étendu de la Géologie de la Toscane maritime a permis de trouver que la succession locale des complexes allochtones est dépourvue du terme qui communément paraît sous les autres (Complexe des « Argiles et calcaires » de l'Eocène moyen-supérieur) et que la série toscane est dépourvue de tous les termes au-dessus des évaporites du Trias supérieur.

Dans le but d'expliquer ces lacunes de très grande entité on a proposé de nouveau l'hypothèse d'une lamination tectonique d'importance régionale, qui a suivi la primitive mise en place des complexes allochtones.

En examinant les structures dûes aux mouvements tectoniques post-paroxysmaux d'extension, suivants ceux de translation qui ont au contraire coïncidé avec la phase paroxysmale, on a pu mettre en évidence le développement de plusieurs cycles sédimentaires liés avec eux et l'évolution de nombreux et considérables changements paléogéographiques.

On a examiné enfin les dépôts continentaux récents et la morphologie.

INTRODUZIONE

Dalla primavera del 1963 ho iniziato, in collaborazione con altri e, specialmente, con ANTONIO LAZZAROTTO, l'esame geologico di dettaglio della zona della Toscana Marittima che si estende sulla sinistra del F. Cècina fino presso a poco all'altezza di Massa M.ma. Questa ampia area, che è compresa nel Foglio alla scala di 1/100.000 della C.G.I. Massa M.ma (119) e parzialmente nel F° Siena (120), aveva necessità di un riesame radicale sia in vista della futura pubblicazione della nuova edizione di quei Fogli della C.G.I., sia per estendervi la ricerca sistematica comprensiva delle nuove numerose conoscenze risultate negli ultimi anni dal progresso delle Scienze Geologiche in generale e degli studi sull'Appennino Settentrionale in particolare.

Nel 1963 esistevano per tutta questa zona solamente i lavori di B. LOTTI (oramai invecchiati da anni) e due monografie più recenti indirizzate prevalentemente all'esame degli affioramenti delle formazioni a serie toscana del nucleo di Campiglia M.ma e di Sassetta (E. GIANNINI 1955) e de « le Cornate di Gorfalco » (A. VALDUGA 1960).

L'area che si estende fra questi nuclei a serie toscana e che è occupata principalmente dalle formazioni dell'Alloctono ligure e da quelle dei cicli sedimentari neoautoctoni era rimasta del tutto priva di studi geologici di qualche rilievo. Per questo motivo la progressiva estensione dei rilevamenti di grande dettaglio (resi indispensabili dalla complicazione delle strutture tettoniche e dalla foltissima copertura vegetale) è stata accompagnata dalla pubblicazione di alcune note preliminari dirette alla descrizione delle serie più significative incontrate nei complessi alloctoni e neoautoctoni.

Per i primi sono state pubblicate le descrizioni di tre sezioni geologiche di Carboli, Frassinè e del T. Masserella (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1964), della sezione compresa fra Sassetta e Monteverdi M.mo (L. GIANNELLI, A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965), della sezione compresa fra Castelnuovo di Val di Cècina e il Podere Tauci (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1966); per i secondi sono state pubblicate le descrizioni di alcune sezioni geologiche comprese nella zona delle valli del F. Cornia e del T. Milia (A. LAZZAROTTO, R. MAZZANTI & G. SALVATORINI 1964) e della zona di Pomarance e Castelnuovo di Val di Cècina (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965a).

Tutte queste note hanno carattere prevalentemente stratigrafico; la documentazione del rilevamento geologico vi è stata affidata a cartine schematiche in bianco e nero, senza fondo topografico ed è stata di volta in volta rimandata alla pubblicazione di carte geologiche a colori di grande dettaglio. In questa nota presento una di queste carte, che copre l'area della tavoletta I.G.M. Pomarance (I-NE del F° 119) e la striscia settentrionale, di circa 2 km, della tavoletta Castelnuovo di Val di Cècina (I-SE del F° 119).

Nell'area compresa nella nuova « Carta geologica della zona di Pomarance - Larderello (Prov. di Pisa) » compaiono formazioni dell'Alloctono ligure riferibili a tre complessi che sono, nell'ordine di successione dal superiore all'inferiore (si consultino i « Rapporti di giacitura tra i diversi complessi alloctoni » della Carta geologica):

- Complesso ofiolitifero superiore (Giurese sup.-Cretaceo inf.)
- Complesso ofiolitifero (Giurese sup.-Cretaceo inf.) e della Formazione di Lanciaia (Paleocene medio-Eocene inf.)
- Complesso del *Flysch* calcareo-marnoso (Cretaceo sup.)

sopra le formazioni di questi complessi giacciono in trasgressione i sedimenti del ciclo neoautoctono.

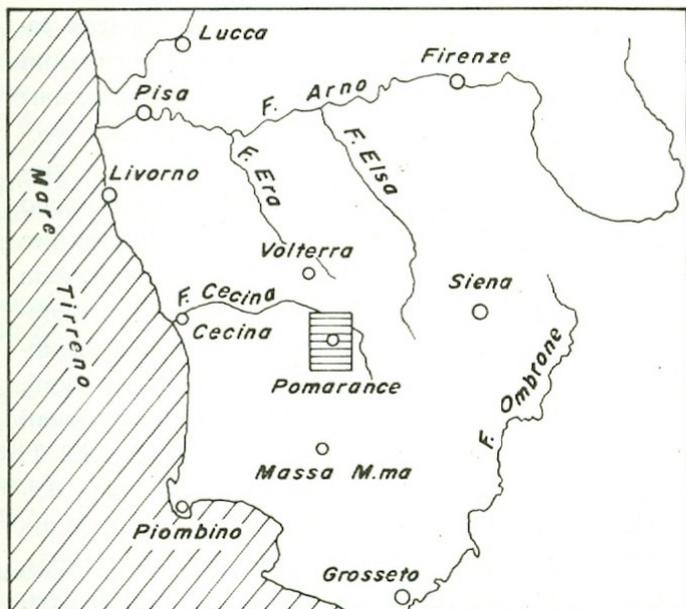


Fig. 1 - Ubicazione dell'area studiata (a righe orizzontali) in relazione ai centri più importanti della Toscana.

Questi sono, nell'ordine di sovrapposizione dall'alto al basso (si consulti la « Serie neoautoctona di Pomarance » della Tav. fuori testo delle Sezioni):

- Formazioni marine del Pliocene
- Formazioni evaporitiche del Miocene sup.
- Formazioni lacustri del Miocene sup..

Per l'area compresa nella metà meridionale della Carta geologica ho potuto usufruire dei dati di 117 perforazioni eseguite dalla ex Larderello S.p.A. e, più recentemente, dall'ENEL per la ricerca e la coltivazione dei campi vaporiferi che costituiscono la particolare caratteristica di questa parte della Maremma Toscana (1).

Quasi tutti i sondaggi sono stati spinti fino a qualche decina di metri entro le formazioni anidritiche, filladiche e quarzitiche che costituiscono il substrato (a serie toscana) della coltre dell'Alloctono ligure (2). Perciò, nella metà meridionale della Carta geologica, sono risultate buone conoscenze della struttura del tetto di questo substrato ed è, più che altro, apparso evidente che tutta quest'area corrisponde ad una zona a « serie toscana ridotta » (3).

In questa nota verranno inizialmente descritte le formazioni dei complessi dell'Alloctono ligure a partire da quello inferiore, saranno poi illustrate le formazioni neoautoctone del Miocene sup. e, successivamente, quelle del Pliocene; seguirà l'esame della tettonica e verranno infine dati alcuni cenni sulla morfologia e

sopra gli scarsi depositi continentali recenti collegati a quest'ultima.

STRATIGRAFIA

Alloctono

OSSERVAZIONI GENERALI

Lo studio stratigrafico e tettonico delle formazioni dell'Alloctono di tipo ligure nell'Appennino Settentrionale ha avuto uno sviluppo notevole solamente nell'ultimo decennio; attualmente non è ancora possibile riferirsi ad una positiva visione sintetica che si allarghi a comprendere i numerosi dati analitici che provengono dagli studi delle diverse Scuole e Gruppi di ricerca interessati ad esaminare questi problemi.

Le località nelle quali le formazioni dell'Alloctono ligure sono ancora poco conosciute sono molte, ciò comporta che i risultati ottenuti nelle diverse zone non siano correlabili che con riserva.

Come ho accennato nell'introduzione dal 1963 mi sono occupato, insieme ad altri, della stratigrafia nelle formazioni alloctone di tipo ligure della Toscana Marittima, specialmente nel F° 119 Massa M.ma. Sebbene l'area finora presa in esame sia assai piccola, nei confronti dell'estensione degli affioramenti alloctoni dell'Appennino Settentrionale, resta il fatto che l'insieme di ricerche in essa svolte ha avuto il notevole vantaggio di essere continuato senza interruzioni per tre anni e di collegarsi direttamente allo studio eseguito in precedenza nel F° 112 Volterra e, di recente, nel F° 111 Livorno (A. CERRINA FERONI & R. MAZZANTI 1966). E' quindi possibile, nell'introdurre l'esame delle formazioni alloctone di tipo ligure di un'area limitata co-

(1) Esprimo i sensi della più viva gratitudine alla Direzione del Compartimento di Firenze dell'ENEL che ha messo a disposizione per questo mio lavoro le abbondanti notizie ricavate da tutte le perforazioni eseguite in passato e di recente.

(2) Queste formazioni del substrato non affiorano in alcun luogo dell'area rappresentata nella Carta geologica.

(3) Le aree a « serie toscana ridotta » corrispondono a zone nelle quali le formazioni dell'Alloctono ligure giacciono direttamente sopra alle evaporiti, oppure alle filladi e quarziti, del Trias sup. della serie toscana. E' noto che questa giacitura è molto frequente nella Toscana Marittima a Sud dell'Arno, dove tuttavia esistono anche nuclei nei quali la serie toscana appare più o meno completa di tutti i suoi termini dalle formazioni del Trias sup. al Macigno oligocenico.

me quella studiata in questa nota, riferirsi ad un primo quadro più generale risultando da questo insieme di ricerche; in secondo luogo sarà presa in considerazione la possibilità di correlazioni più ampie.

L'esame sistematico delle formazioni alloctone di tipo ligure è stato iniziato a partire dai margini degli affioramenti a serie toscana; questo è stato effettuato sia a partire dai nuclei nei quali il tetto della serie toscana è rappresentato dal Macigno oligocenico, che in quelli nei quali della serie toscana non sono rimaste che le formazioni evaporitiche e filladico-quarzitiche del Trias superiore, (serie toscana ridotta).

Nei primi, e cioè nei nuclei di Campiglia M.ma-Sassetta, Sasso Pisano - Monterotondo M.mo, Castelnuovo di Val di Cècina, è stata rintracciata, a partire dal Macigno della serie toscana, la seguente successione di complessi:

— Complesso delle « Argille e calcari » di età eocenica medio superiore;

— Complesso del *Flysch* calcareo-marnoso di età cretacea medio superiore;

— Complesso ofiolitifero delle argille con calcari palombini di età giurassica superiore-cretacea inferiore.

Una successione nel medesimo ordine di complessi ben correlabili con questi è stata rintracciata (P. SQUARCI & L. TAFFI 1963) a partire dal Macigno dell'affioramento a serie toscana di Casciana Terme nel F° 112 Volterra.

Al di fuori della Toscana è significativo che altri ricercatori abbiano segnalato con frequenza situazioni tettonico-stratigrafiche simili nei caratteri generali a quella sopra elencata (nelle Valli Baganza e Parma, G. ZANZUCCHI 1961; nell'alta Val Parma, alta Val di Magra, G. ZANZUCCHI 1963; e ancora F. BARBIERI & G. ZANZUCCHI 1963 e P. ELTER, C. GRATZIU & B. LABESSE 1964; in Val di Taro G. RAGGI 1964, ecc.).

Sebbene non esista al momento attuale una ricostruzione dettagliata completa della situazione tettonico-stratigrafica dell'Alloctono di tipo ligure, la successione sopra elencata sembra generalizzabile agli affioramenti alloctoni più occidentali, cioè a quelli compresi fra la costa tirrenica ed una fascia interna di almeno 50 Km.

Nella zona compresa nei Fogli Volterra e Massa M.ma sono comparse però nelle formazioni alloctone di tipo ligure situazioni in parte diverse, che non sono state mai segnalate in altre località dell'Appennino Settentrionale.

La prima, che è riferibile ad un fatto tettonico di portata regionale, è risultata dall'osservazione che la

successione dei complessi delle formazioni alloctone di tipo ligure, quale è stata sopra illustrata e che si trova a partire dagli affioramenti di Macigno, manca sempre del termine inferiore (Complesso delle « Argille e calcari ») e talora anche del termine intermedio (*Flysch* calcareo-marnoso) nelle zone in cui la sottostante serie toscana appare « ridotta »; ciò è stato messo bene in evidenza anche nell'area corrispondente alla metà meridionale della Carta geologica presentata in questa nota dalle numerose perforazioni delle quali ho potuto disporre.

La seconda situazione particolare consiste nella presenza di formazioni di tipo *wildflysch* del Paleocene medio - Eocene inf. che giacciono frammiste a quelle del Complesso ofiolitifero delle argille con calcari palombini.

Sono queste le formazioni di Lanciaia e del Podere Castellaro. La prima è stata segnalata da R. SIGNORINI (1962) e illustrata da R. SIGNORINI, E. CENTAMORE & V. CONATO (1963) che ne hanno riconosciuta la posizione sedimentaria sopra le ofioliti e l'età paleocenico-eocenica; è stata inoltre esaminata da A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI (1966) che, confermatane l'età paleocenico-eocenica e la posizione sedimentaria sulle formazioni del complesso ofiolitifero, hanno precisato che queste ultime, oltre a costituirne il substrato, ne ricoprono il tetto.

La seconda è stata da me riconosciuta (R. MAZZANTI 1966) nella zona di Canneto, circa 15 Km a SW di Lanciaia, ed è stata istituita, in via provvisoria, come formazione indipendente perchè negli affioramenti maggiori non compare la base; il tetto è ben esposto ed è costituito da breccie ad elementi del Complesso ofiolitifero che sono ricoperte a loro volta dalle formazioni di questo complesso stesso.

L'esistenza di queste formazioni sintettogenetiche paleocenico-eoceniche legate fin dalla sedimentazione con rapporti in parte tettonici con il Complesso ofiolitifero delle argille con calcari palombini del Giurese sup.-Cretaceo inf. ha fatto porre il problema della ricostruzione paleogeografica e paleotettonica collegata con la loro sedimentazione.

Per quanto riguarda la ricostruzione paleogeografica non esistono, al momento attuale, dati analitici sufficienti per una sintesi concreta. Infatti desidero qui ricordare che le segnalazioni finora esistenti della Formazione di Lanciaia o di altre che possono avere un significato strettamente analogo si limitano ad una parte dei Fogli I.G.M. Massa M.ma e Siena (loc. citate). E' evidente che non si può escludere che queste forma-

zioni compaiano anche in altre località; d'altra parte la ricostruzione di un quadro paleogeografico che risulti da formazioni in posizione di alloctonia richiede, come premessa indispensabile, che siano almeno ben note le località nelle quali attualmente le formazioni stesse si trovano.

Il problema della ricostruzione del quadro paleotettonico nel Cretaceo sup. - Eocene inf., che è collegato alla sedimentazione della Formazione di Lanciaia e di quella del Podere Castellaro, è stato impostato in due note recenti (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1966; R. MAZZANTI 1966).

L'illustrazione di questo quadro richiede d'iniziare dall'esame dell'età del *Flysch* calcareo-marnoso, che, finora, non è mai risultata più recente del Cretaceo sup. (Maestrichtiano); poichè parte del Complesso ofiolitifero delle argille con calcari palombini si appoggia direttamente sul *Flysch* calcareo-marnoso ed è sormontato, con giacitura sedimentaria, dalla Formazione di Lanciaia (del Paleocene medio - Eocene inf.), è probabile che la sedimentazione del *Flysch* calcareo-marnoso sia stata interrotta (nel Paleocene inf.) dal sovrascorrimento di parte del Complesso ofiolitifero. Sul dorso di questo (nel Paleocene medio - Eocene inf.) si sarebbe poi depositata la Formazione di Lanciaia. Quest'ultima formazione è ricoperta a sua volta da parte del Complesso ofiolitifero, ciò che dimostra come questo complesso nel Cretaceo sup. - Eocene inf. non costituiva più una compagine unica ma doveva presentare la suddivisione almeno di alcune sue parti.

E' stata riconosciuta ormai innumerevoli volte nell'Appennino Settentrionale la presenza di piccole e grandi masse di elementi del Complesso ofiolitifero franate, specialmente nelle parti basali, delle formazioni del Cretaceo sup. di tipo *flysch* di Monte Caio — Monte Antola e del Paleocene - medio inf. di tipo Monte Morello. Ci si può chiedere se queste formazioni del Cretaceo sup. - Eocene inf. e medio abbiano ricevuto solamente masse franate dal Complesso ofiolitifero, di dimensioni diverse ma distaccate le une dalle altre, oppure se non siano state definitivamente ricoperte dal sovrascorrimento della parte maggiore, ancora in compagine, del Complesso ofiolitifero stesso. Una risposta esauriente a questo quesito non è ancora possibile, proprio perchè richiede la conoscenza estensiva di tutti gli affioramenti del Complesso ofiolitifero dell'Appennino Settentrionale; ciò, come ho detto in principio è ancora lontano dall'essere stato effettuato.

D'altra parte, considerate le enormi dimensioni di alcune delle masse del Complesso ofiolitifero sicu-

mente in frane tettoniche legate alla sedimentazione di formazioni più recenti, possono restare anche per gli affioramenti maggiori di questo complesso alcuni dubbi sul loro significato di grandi masse indipendenti, oppure di affioramenti parziali di un'unica compagine in falda.

A questo proposito nell'impossibilità di ricostruire, con i dati finora conosciuti, un quadro paleogeografico attendibile del bacino di sedimentazione della Formazione di Lanciaia sono state proposte (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1966) due possibilità fondamentali:

— questa formazione si è deposta contemporaneamente o immediatamente dopo l'arrivo del Complesso ofiolitifero delle argille con calcari palombini in un bacino di sedimentazione aperto verso oriente alle eteropie con gli altri *flysch* calcareo-marnosi del Paleocene - Eocene che fanno parte attualmente dell'Alloctono ligure (questa ipotesi è stata proposta in forma generica come probabile anche da V. BORTOLOTTI 1964);

— la deposizione della Formazione di Lanciaia è avvenuta completamente sul dorso del complesso ofiolitifero in un bacino corrispondente al retropaese rispetto alla fronte e alla maggior massa di questo stesso complesso e cioè indipendente dai bacini in cui si sono depositi i *flysch* calcareo-marnosi di cui sopra.

DESCRIZIONE DELLE FORMAZIONI

Complesso del Flysch calcareo-marnoso.

Di questo complesso appare nell'area della Carta geologica solamente la formazione del *Flysch* calcareo-marnoso in senso stretto. Ormai questa formazione, che ha una costituzione litologica piuttosto monotona, è stata descritta più volte sia nei caratteri macroscopici che in quelli microscopici.

I primi sono semplici; infatti la formazione è costituita da banchi di 5-10 m di spessore che probabilmente rappresentano ognuno un episodio turbiditico. La parte basale di questi banchi è costituita da calcare detritico o arenaria calcarea che sfumano nel calcare marnoso o marna che a loro volta passano, nella parte più alta del banco, a calcare a grana finissima o ad argilla.

La frazione calcareo marnosa o marnosa, che rappresenta la parte più cospicua dei banchi, in qualche caso è sostituita da un'alternanza di piccoli strati argilloso-siltosi e arenacei.

Le impronte fisiche e organiche sono presenti ma

non molto comuni. Fra le prime compaiono « lamine parallele e convolute » e piccoli calchi di impronte da corrente negli strati arenaceo-calcarei della base dei banchi; fra le seconde sono state osservate rare piste di Vermi e qualche impronta di Helminthoidi.

Per i caratteri microscopici rimando al recente esame che ne è stato eseguito proprio in queste località (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1966), ricordando che vi è stata ulteriormente documentata un'età cretacea superiore in conformità con quanto già era risultato dall'esame di altri affioramenti in località vicine.

La determinazione dello spessore di questa formazione, considerando il tipo della giacitura, implica una valutazione di carattere più tettonico che stratigrafico e verrà effettuata nel capitolo dedicato alla tettonica.

Complesso ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia e Complesso ofiolitifero superiore.

Nella Carta geologica le ofioliti e le formazioni ad esse collegate sono state suddivise in due complessi a seconda della loro giacitura sottostante o soprastante la Formazione di Lanciaia. Questa suddivisione è stata introdotta per un motivo di ordine tettonico ma la descrizione stratigrafica verrà fatta contemporaneamente per le rocce dei due complessi che sono identiche da questo punto di vista.

Nell'area compresa nella Carta geologica non compaiono successioni ordinate della serie ofiolitifera; una unica successione completa (serpentina - gabbro - diabase - diaspri - calcari a *Calpionella* - argille con calcari palombini) si trova, per un breve tratto, fra il Mandriolo e il T. Secolo (si veda la Carta geologica e la Sez. 5 della Tav. fuori testo delle Sezioni) ma l'esposizione vi è precaria per la foltissima vegetazione.

Se mancano sezioni continue per lunghi tratti di serie, sono invece frequentissime le sezioni nelle quali è possibile vedere i passaggi fra coppie di formazioni. Nell'insieme quindi anche in queste località la serie ofiolitifera appare nella sua forma più caratteristica come è già stata più volte illustrata specialmente nella parte più occidentale della Toscana.

Ofioliti.

Le tre masse di ofioliti del T. Secolo, del M. Gabbrì e della Rocca di Sillano sono fra le più grandi che compaiono nell'Appennino Settentrionale. In maggioranza sono formate di serpentina, ma sono presenti an-

che il gabbro e il diabase, che spesso conservano l'originario ordine di sovrapposizione.

Lo spessore di questi ammassi ofiolitici è variabile, verosimilmente per le azioni tettoniche di laminazione che hanno subite. La massa maggiore è quella della Rocca di Sillano, nella quale il diabase, che ha la parte superiore asportata per erosione, presenta circa 150 m di spessore, il gabbro 200 m e la serpentina uno spessore più difficilmente calcolabile ma sicuramente vicino ai 1000 m (circa 700 m ne sono stati incontrati dal sondaggio 12).

Diaspri.

La formazione appare nel suo aspetto più tipico cioè con straterelli di 3-5 cm, separati da sottilissimi veli argillosi; il colore è rosso cupo.

Lo spessore della formazione è sempre sottile, di pochi metri, non valutabile con precisione per la presenza di una struttura a piccole pieghe.

Calcari a *Calpionella*.

Anche questa formazione appare nella forma tipica costituita da calcari quasi puri, grigio chiari o bianco latte, che formano banchi di 2-3 m di spessore, talvolta separati da superfici stilolitiche in strati di 20-30 cm.

Lo spessore totale della formazione non supera i 20-30 m.

L'esame in sezione sottile di alcuni campioni ha rivelato microfacies a Tintinnidi caratteristiche del Giurese sup. - Cretaceo inf..

Argille fissili con intercalazioni di calcari silicei (Palombini) e di arenarie quarzose.

La formazione è costituita da alternanze di strati calcarei, calcareo-silicei o leggermente marnosi di spessore più frequente di circa 50 cm e di banchi di argille o marne fissili che si sfaldano a piccole lastre. Meno frequentemente compaiono grossi strati (circa 1 m di spessore) di un'arenaria quarzosa grigio ferro, alterata sopra le superfici esposte che appaiono di colore marrone scuro.

La potenza originale della formazione non è calcolabile per la complicazione delle strutture tettoniche.

L'attribuzione al Giurese sup. - Cretaceo inf. viene riferita per analogia con formazioni simili datate in località vicine (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1964; R. MAZZANTI 1966).

Formazione di Lanciaia.

Appare in tre affioramenti maggiori: nel T. Trossa (dove non è esposta la base), fra le rovine di S. Michele ed il Podere Taucci, fra il T. Pòssera e il T. Pavone (è questo l'affioramento di Lanciaia che corrisponde alla « zona tipo »), altri affioramenti minori compaiono nel F. Cècina, in sinistra del T. le Sellate e, sparsi in più luoghi, sopra la massa ofiolitica della Rocca di Sillano.

I tre affioramenti maggiori sono stati tutti citati da R. SIGNORINI (1962); nell'affioramento di Lanciaia E. CENTAMORE (1963) ha descritta la serie tipo e V. CONATO (1963) ne ha determinata l'età paleocenica superiore-eocenica inferiore; l'affioramento fra le rovine di S. Michele e il Podere Taucci è stato oggetto di uno studio dettagliato stratigrafico-micropaleontologico (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1966) e di uno studio rivolto ad alcune microfaune (A. LAZZAROTTO 1966) dai quali è stata confermata l'età paleocenica medio superiore - eocenica inferiore. Le caratteristiche stratigrafiche e l'età degli affioramenti della Formazione di Lanciaia che compaiono nella Carta geologica sono quindi ben note. Tuttavia con la presentazione di una carta geologica di grande dettaglio possono essere mostrati e documentati anche alcuni particolari che altrimenti sarebbero stati mal rappresentabili.

Innanzitutto si può osservare che il substrato su cui poggia la Formazione di Lanciaia non è solamente la serpentina ma anche il gabbro e il diabase; esamineremo il significato di questa giacitura nel capitolo dedicato alla tettonica.

Si può inoltre notare che ai margini inferiori della formazione compaiono prevalentemente le breccie (*pe*), ad eccezione di alcuni luoghi nei quali è stato possibile riconoscere l'esistenza di contatti tettonici e ad eccezione di poche altre località, in corrispondenza dei piccoli affioramenti della zona ad occidente della Rocca di Sillano, nelle quali le breccie di base non sono presenti e la formazione inizia fin dal basso con gli altri sedimenti (*pe*¹). In corrispondenza di queste ultime località non esistono elementi chiaramente indicativi per considerare i contatti fra substrato e livello *pe*¹ della Formazione di Lanciaia come di tipo tettonico.

La località nella quale il contatto fra la base della Formazione di Lanciaia e il suo substrato è esposto nella maniera migliore è al limite settentrionale della grande massa ofiolitica traversata per circa 3.500 m dal T. Pavone, sul fianco vallivo in sinistra di questo torrente e sulla destra del piccolo botro che scende dalla collina nella quale si trova il Podere S. Sisto (si veda la Carta geologica).

La serie è stata rappresentata nella fig. 2 nella quale si può vedere che il gabbro della grande massa ofiolitica è sormontato da un banco di circa 10 m di una breccia piuttosto grossolana, composta quasi esclusivamente da elementi di gabbro. Al di sopra di questa breccia inizia il sedimento che è più frequente nella formazione e che è costituito da una serie di sequenze ritmiche di breccia minuta - arenaria, entrambe ad elementi prevalentemente ofiolitici, intercalate ad intervalli piuttosto regolari a sequenze più sottili di arenaria calcarea - silt.

Un'altra porzione di serie della formazione, con buona esposizione e notevole continuità, appare sopra la cresta in sinistra del botro che scende dalla collina del Podere S. Sisto; questa piccola serie si può considerare la continuazione verticale della precedente ed è stata misurata fin sotto il secondo banco di breccie a partire dalle alluvioni del T. Pavone (si veda la Carta geologica).

Anche in questa porzione di serie prevalgono le sequenze arenaria calcarea - silt, caratterizzate qui dal maggiore spessore della frazione siltosa, che è talora anche un poco più marnosa; compaiono ancora sequenze arenaria ofiolitica - silt e, per la prima volta, due banchi di marna siltosa dello spessore di circa 5 m e un banco di silt dello spessore di circa 3 m (si veda la fig. 3).

La parte prevalente della formazione ha le caratteristiche di quest'ultima piccola serie salvo presentare un tenore diverso in calcite nei banchi a spessore maggiore che possono variare fra il silt, la marna siltosa, la marna, il calcare marnoso o, raramente, il calcare quasi puro; in quest'ultimo caso lo spessore del banco è molto minore. Nella Carta geologica il sedimento di questo tipo è stato contrassegnato con la sigla *pe*¹ ed è chiaramente visibile come rappresenti la parte maggiore della formazione.

Con la sigla *pe* sono stati contrassegnati i banchi di breccie. Queste hanno elementi clastici di dimensioni variabili sia fra zona e zona sia anche in una medesima località.

La presenza di elementi minuti frammisti a quelli maggiori conferisce una certa compattezza al sedimento che altrimenti sarebbe in genere quasi privo di cemento di altro tipo.

Intercalate alle breccie si trovano anche grandi masse di gabbro e di diabase che ho potuto distinguere separatamente nella Carta geologica.

Gli elementi che costituiscono le breccie di questi banchi sono prevalentemente ofioliti, in specie diabase

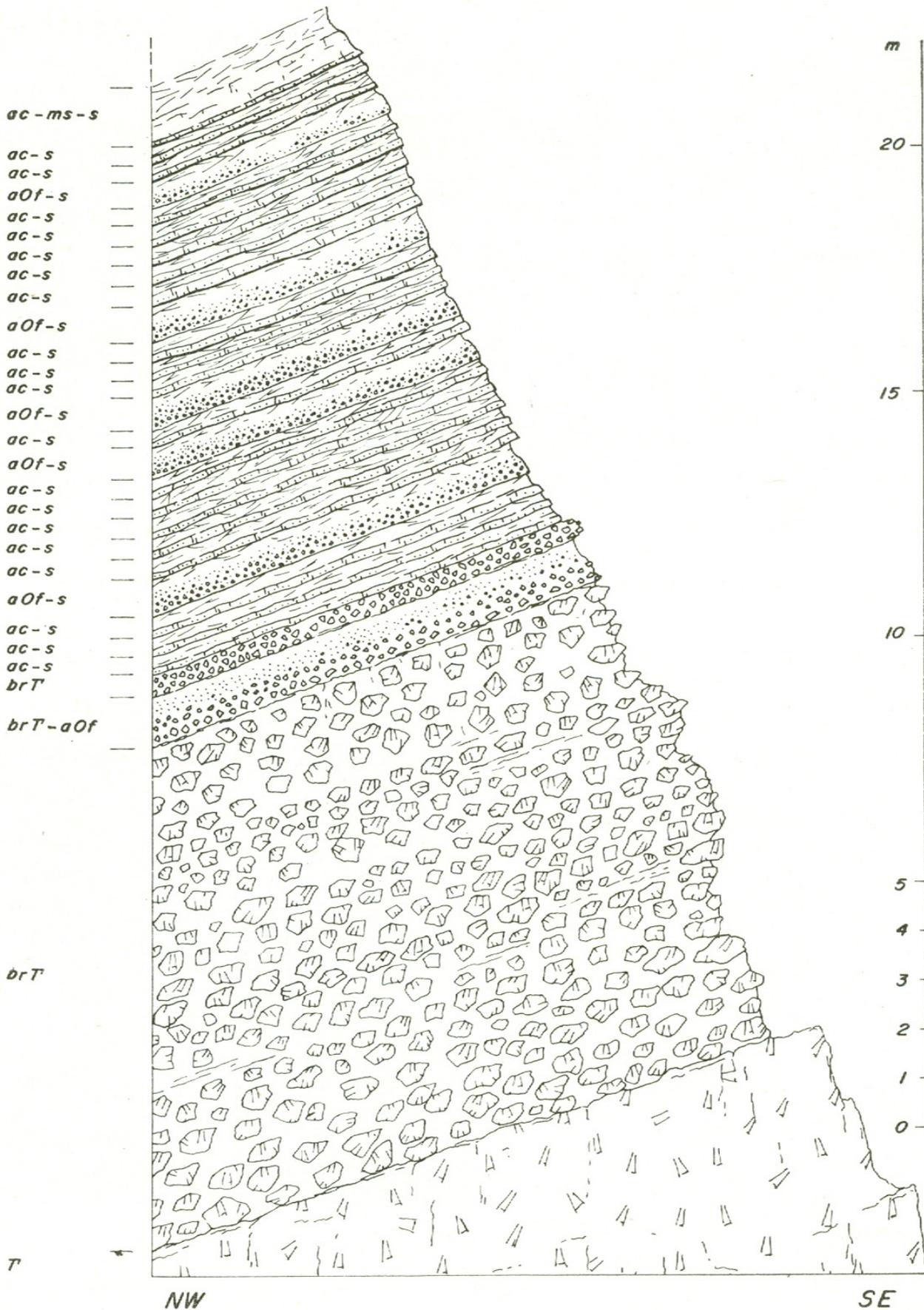


Fig. 2 - Affioramento della parte basale della Formazione di Lanciaia in sinistra del T. Pavone all'altezza del Podere S. Sisto. - τ : Gabbro del Complesso ofiolitifero; $br\tau$: Breccia grossolana ad elementi di gabbro (base della Formazione di Lanciaia); $br\tau - aOf$: Sequenza breccia minuta costituita da elementi ofiolitici - arenaria ofiolitica; $ac - s$: Sequenza arenaria calcarea - silt; $aOf - s$: Sequenza arenaria ofiolitica - silt; $ac - ms - s$: Sequenza arenaria calcarea - marna siltosa - silt.

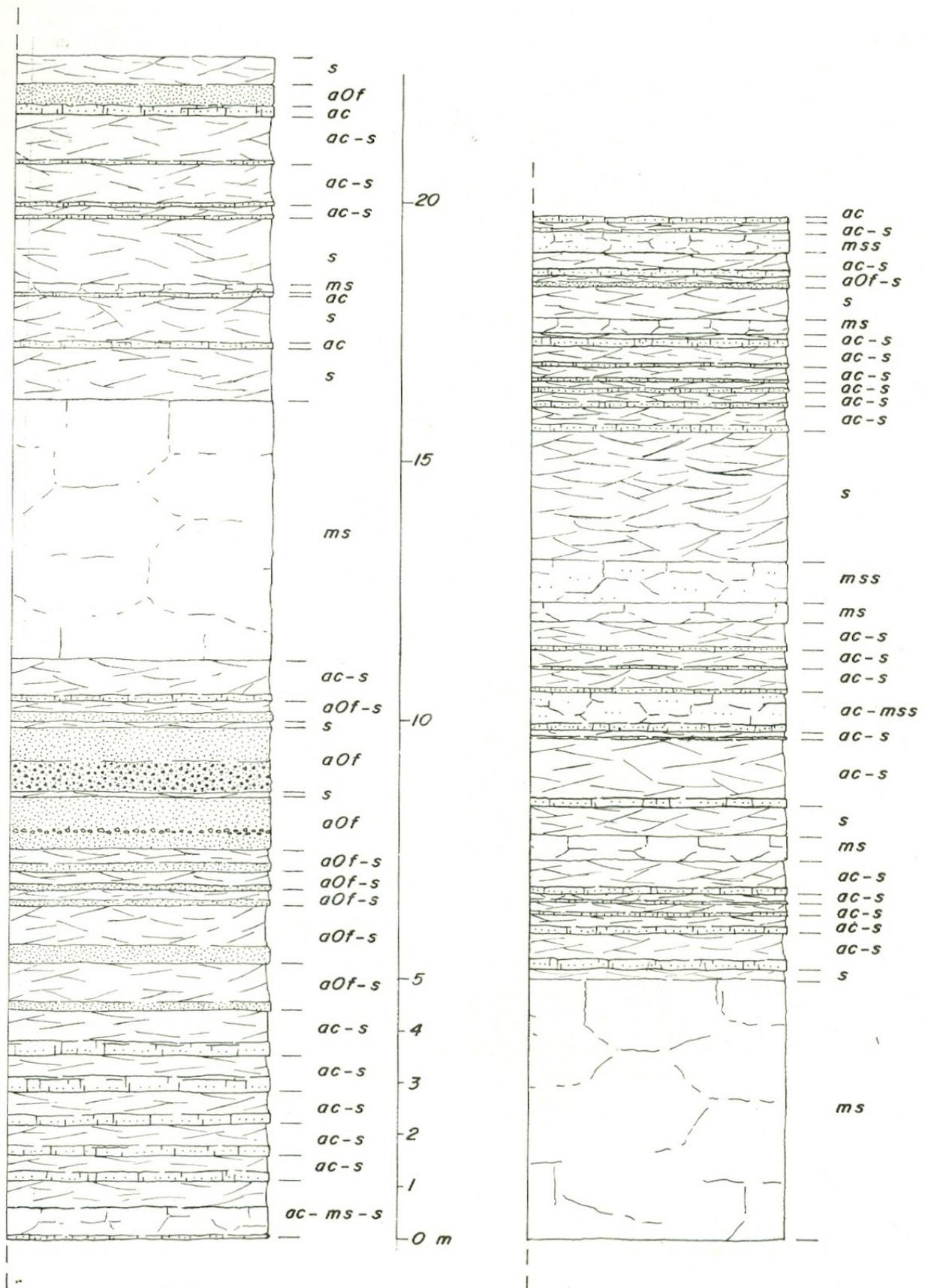


Fig. 3 - Affioramento di un tratto caratteristico della Formazione di Lanciaia in sinistra del T. Pavone sulla continuazione di quello rappresentato in fig. 2. - *ac-ms-s*: Sequenza arenaria calcarea - marna siltosa - silt; *ac-s*: Sequenza arenaria calcarea - silt; *aOf-s*: Sequenza arenaria ofiolitica - silt; *aOf*: Arenaria ofiolitica; *s*: Silt; *ms*: Marna siltosa; *ac*: Arenaria calcarea; *ac-mss*: Sequenza arenaria calcarea - marna siltoso sabbiosa; *mss*: Marna siltoso sabbiosa.

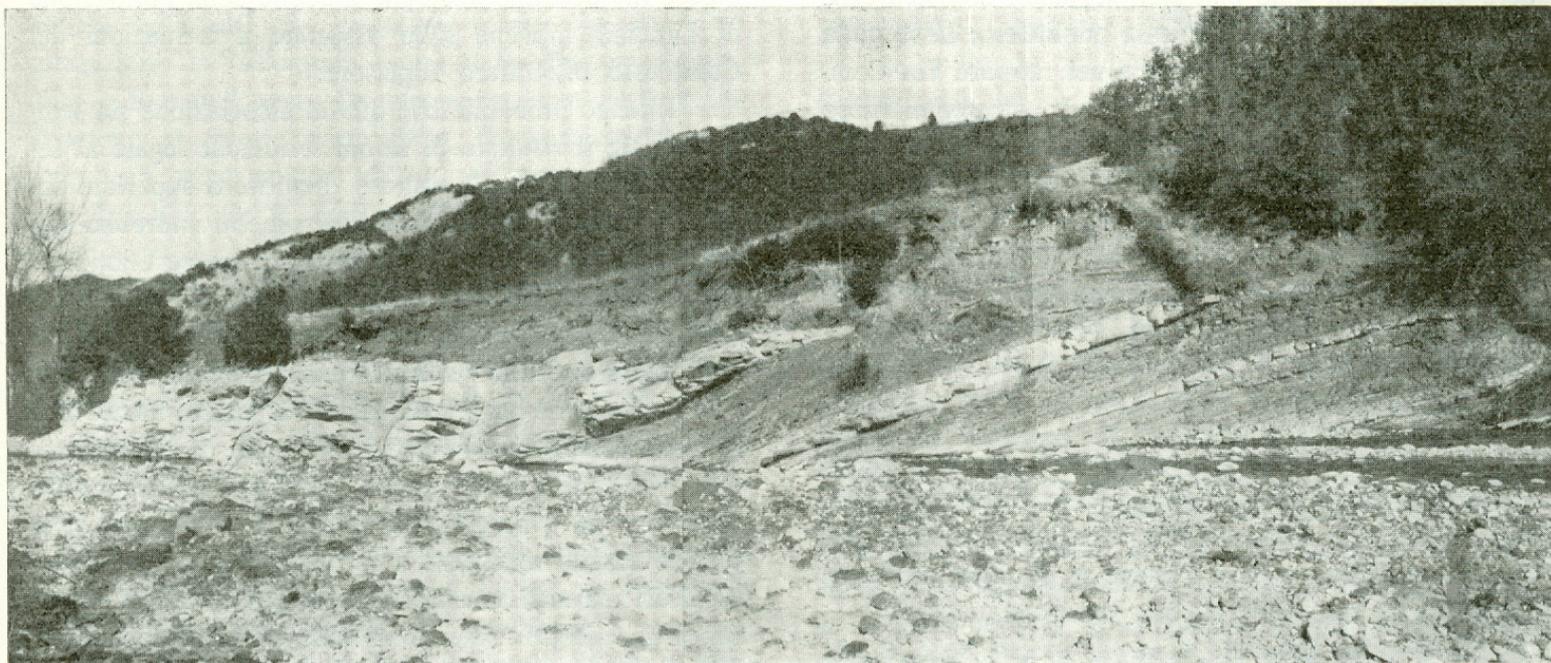


Fig. 4 - Una visione d'insieme dell'aspetto tipico dei membri marnosi e arenacei della Formazione di Lanciaia; Val Pavone.

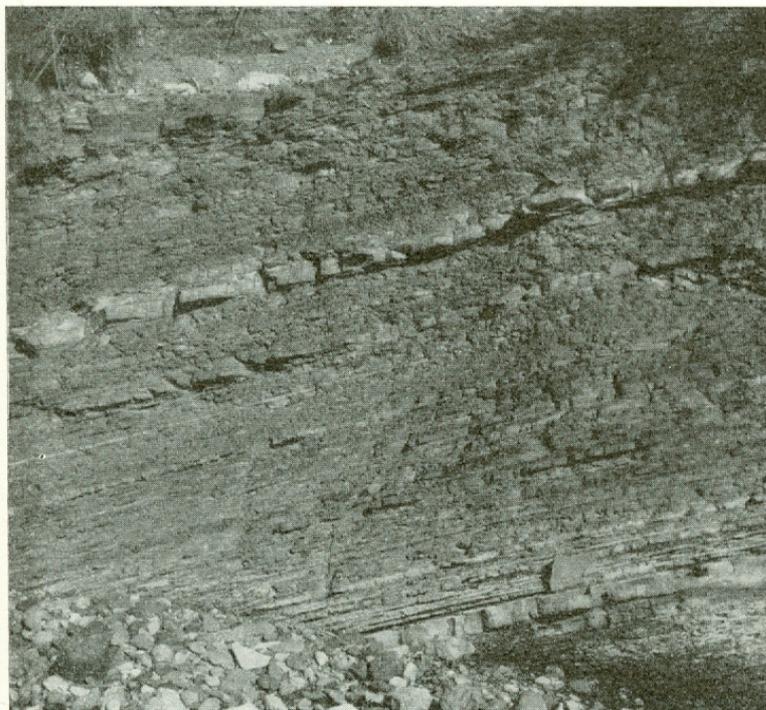


Fig. 5 - Particolare della fig. 4 con rappresentazione del dettaglio delle sequenze arenaria calcarea - silt; molto comuni nella Formazione di Lanciaia.

e gabbro, ma compaiono anchei diaspri, un calcare chiaro (evidentemente il calcare a *Calpionella*) e, nei banchi superiori, frammenti di rocce della stessa Formazione di Lanciaia.

In corrispondenza della parte superiore delle serie che affiorano fra le Rovine di S. Michele e il Podere Taucci e fra il T. Pössera e il T. Pavone compare un sedimento prevalentemente siltoso, più di rado argilloso, vivamente colorato in rosso, con piccoli banchi di breccie minute, gradate, poligeniche (ancora a maggiori componenti ofiolitici); questo sedimento (pe^2), insieme ad altri banchi di breccie del tipo di quelle descritte in precedenza, è probabile costituisca il tetto originario della formazione.

Una particolarità, della quale finora non conosco corrispondenti, è data dalla presenza delle arenarie quarzose e dei calcari arenacei e marnosi con microfacies sicuramente cretacee (Formazione del Podere Taucci CPT) descritta da A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI (1966) come una massa intercalata agli strati della parte superiore della Formazione di Lanciaia.

Il significato di questa massa di rocce cretacee frammiste ai sedimenti paleocenico - eocenici è facilmente individuabile in una frana sinsedimentaria. Rimane piuttosto oscuro da quale complesso questa massa si sia distaccata; cioè se in origine fosse appartenuta al Complesso ofiolitifero delle argille con calcari palombini (come tutte le altre masse e gli elementi delle breccie della Formazione di Lanciaia), oppure al Complesso del *Flysch* calcareo-marnoso. Entrambe queste possibilità sono poco soddisfacenti: la prima è limitata dal fatto che i tipi litologici della Formazione del Po-

dere Tauci non sono mai stati segnalati con sicurezza negli affioramenti del Complesso ofiolitifero; la seconda implica complicazioni tettoniche nei rapporti fra Complesso ofiolitifero e quello del *Flysch* calcareo-marnoso per la spiegazione delle quali attualmente non esistono elementi indicativi.

Lo spessore della Formazione di Lanciaia è stato valutato in più luoghi; dove la serie si può considerare più completa è compreso entro 400-500 m.

Formazioni di incerta sede.

Fra le formazioni di incerta sede ho segnalato nella Carta geologica il piccolo affioramento di arenarie quarzose, calcari arenacei e marnosi del Botro Caldana (*Bc*) di età sconosciuta perchè l'esame in sezione sottile dei campioni da essi prelevati non ha rivelato fossili.

Ho inoltre segnalato come di incerta sede alcune

brecce (*B*) del tutto analoghe a quelle della Formazione di Lanciaia ma che sono associate a formazioni del Complesso ofiolitifero superiore.

Ritengo probabile che questa associazione sia semplicemente il risultato di azioni tettoniche legate al sovrascorrimento del Complesso ofiolitifero superiore sopra la Formazione di Lanciaia; altrimenti andrebbe esaminata la possibilità dell'esistenza di brecce ofiolitiche (con elementi anche di diaspri e di calcari a *Calpionella*) intercalate alla formazione delle argille con calcari palombini. Una ricerca indirizzata in tal senso non è certo possibile negli affioramenti di queste brecce della Carta geologica per cattive condizioni di esposizione.

Nel T. Secolo (si veda la fig. 6) una accurata campionatura ha permesso di mettere in evidenza delle piccole scaglie tettoniche a forma lenticolare di marne e calcari marnosi, con microfacies attribuibili al Paleocene-Eocene inf., intercalate alla formazione delle argille con calcari palombini e fra quest'ultima e una massa di serpentina.

Il tipo litologico, l'aspetto delle microfacies e la giacitura di questi piccoli affioramenti permettono la loro correlazione con quelli della Formazione del Podere Castellaro (R. MAZZANTI 1966) della vicina zona di Canneto.

Neoautoctono

OSSERVAZIONI GENERALI.

La sedimentazione nella geosinclinale toscana si chiude con la deposizione dell'arenaria Macigno e col ricoprimento dei complessi alloctoni liguri. Per fissare con precisione l'età di questo avvenimento occorrerebbe datare il tetto del Macigno; nell'area della Toscana Marittima compresa fra i fiumi Arno, Elsa e Ombrone (cioè nella zona che più si avvicina a quella interessata da questo studio) ciò non è ancora stato possibile. E' tuttavia stata determinata più volte l'età del tetto della Scaglia, sottostante in continuità stratigrafica al Macigno, e di qualche livello della parte medio bassa di quest'ultima formazione; tutte queste datazioni hanno permesso di riferire genericamente il Macigno all'Oligocene (G. TAVANI 1954; E. GIANNINI 1955; A. VALDUGA 1960; R. SIGNORINI 1964; L. GIANNELLI, A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965).

L'Arenaria di Manciano del Burdigaliano (E. GIANNINI 1957) e l'Arenaria di Ponsano dell'Elveziano - probabile Tortonian inf. (E. GIANNINI & M. TONGIORGI

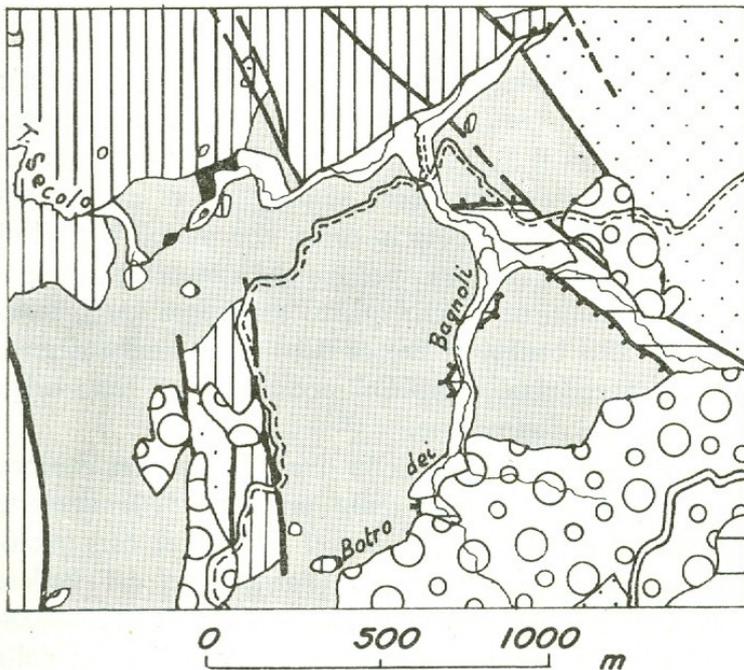


Fig. 6 - La spiegazione è nel testo.

1959b; G. TAVANI & M. TANGIORGI 1963) sono i più antichi sedimenti che giacciono trasgressivi sopra le formazioni dell'Alloctono ligure della Toscana Marittima a Sud dell'Arno. La messa in posto delle unità alloctone in questa parte della Toscana corrisponde quindi, in prima analisi, all'Aquitano.

Tuttavia per le limitate dimensioni degli affioramenti e per la cattiva esposizione il significato delle formazioni arenacee di Manciano e di Ponsano non si può considerare ancora pienamente stabilito. Rimane cioè incertezza se queste formazioni abbiano il significato di sedimenti semiautoctoni, depositi sul dorso delle unità alloctone di tipo ligure quando ancora queste non avevano definitivamente terminata la traslazione, oppure se abbiano il significato di veri e propri sedimenti neoautoctoni depositi « in loco » per sprofondamenti dovuti all'attività della tettonica tardiva a prevalenti movimenti verticali, seguita alle traslazioni.

La prima ipotesi sembra avvalorata dal fatto che sedimenti coevi e molto simili litologicamente si trovano in una ben riconosciuta posizione di semiautoctonia sui complessi liguri nel versante padano adriatico dell'Appennino Settentrionale (R. SIGNORINI 1940, 1946a, 1946b, 1957; G. RUGGIERI 1954a, 1954b, 1957, 1958).

Secondo E. GIANNINI, R. NARDI & M. TONGIORGI (1962) ed ancora E. GIANNINI & M. TONGIORGI (1962) le unità alloctone della Toscana, unità liguri e « falda toscana » nelle modalità indicate dagli Autori (loc. citata), hanno avuto un movimento di traslazione frazionato in almeno due episodi distinti: un primo (Aquitano) con accavallamento delle unità liguri su quelle della falda toscana e con l'accavallamento, almeno parziale, di quest'ultima sull'Autoctono (anch'esso di tipo toscano); un secondo (Tortoniano sup.), dal quale sarebbero state interessate anche le formazioni burdigaliane ed elveziane, con una traslazione gravitativa che avrebbe determinato nella Toscana Marittima la formazione di una vasta laminazione tettonica nella compagine della falda stessa. A questa traslazione secondaria sarebbe riconducibile anche l'origine dei particolari rapporti fra formazioni dell'Alloctono ligure e parte profonda della serie toscana nelle zone « ridotte ».

Dal Miocene sup. non sono comunque più conosciuti nella Toscana Marittima indizi dell'esistenza di moti di traslazione importanti. Dal Miocene sup. l'attività tettonica è stata caratterizzata da movimenti di tipo distensivo, prevalentemente verticali, di innalzamento o sprofondamento con tendenze alterne; nelle aree

sprofondate si sono depositi i sedimenti del ciclo neoautoctono L. TREVISAN 1951).

Lo sviluppo della tettonica distensiva ha seguito lo svolgersi del corrugamento dell'Appennino Settentrionale che è proceduto nel tempo da occidente ad oriente, cioè dalla regione dell'alto Tirreno a quella dell'alto Adriatico, con una progressiva diminuzione di intensità. Anche nella formazione dei sedimenti del ciclo neoautoctono è esistito uno sviluppo in tal senso: la Toscana Marittima presenta depositi neoautoctoni del Miocene sup. e Pliocene, con spessori dell'ordine di grandezza anche di circa 1.500 m (parte centrale del bacino di Volterra); la Toscana interna non ha sedimenti neoautoctoni del Miocene sup. ma solamente pliocenici marini e quaternari continentali (con spessori di gran lunga minori di quelli dei bacini più occidentali); nella regione dell'alto Adriatico una sedimentazione neoautoctona è indistinguibile per la mancanza o la frammentarietà delle masse alloctone e le formazioni neogeniche si trovano al tetto di serie praticamente continue fin dal Trias sup..

Col Quaternario i frequenti mutamenti del livello del mare, legati alle oscillazioni glaciali, hanno portato ad alcune trasgressioni nelle zone più costiere interferendo variamente con lo sviluppo tettonico che ormai dal Pliocene sup. aveva una marcata tendenza al sollevamento generale.

* * *

La zona di Pomarance, rappresentata nella Carta geologica, corrisponde ad un tratto dell'orlo centrale del vasto bacino neoautoctono di Volterra (si veda la fig. 7).

La ricostruzione di dettaglio dell'evoluzione paleogeografica dei bacini del Neoautoctono toscano è uno degli argomenti del programma seguito ormai da circa dieci anni dai ricercatori dell'Istituto di Geologia dell'Università di Pisa. Personalmente ho contribuito alla realizzazione di questo programma, specialmente nel bacino di Volterra, con la pubblicazione di due carte geologiche di grande dettaglio delle zone di Montione (R. MAZZANTI 1961) e di Montecatini Val di Cecina (R. MAZZANTI, P. SQUARCI & L. TAFFI 1963); la pubblicazione della nuova « Carta geologica della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa) » si inserisce quindi in questo insieme di ricerche. Come tutti i lavori inseriti in programmi di vasta portata, in conseguenza a lunga scadenza, l'esame delle formazioni neoautoctone della zona di Pomarance non può esaurire

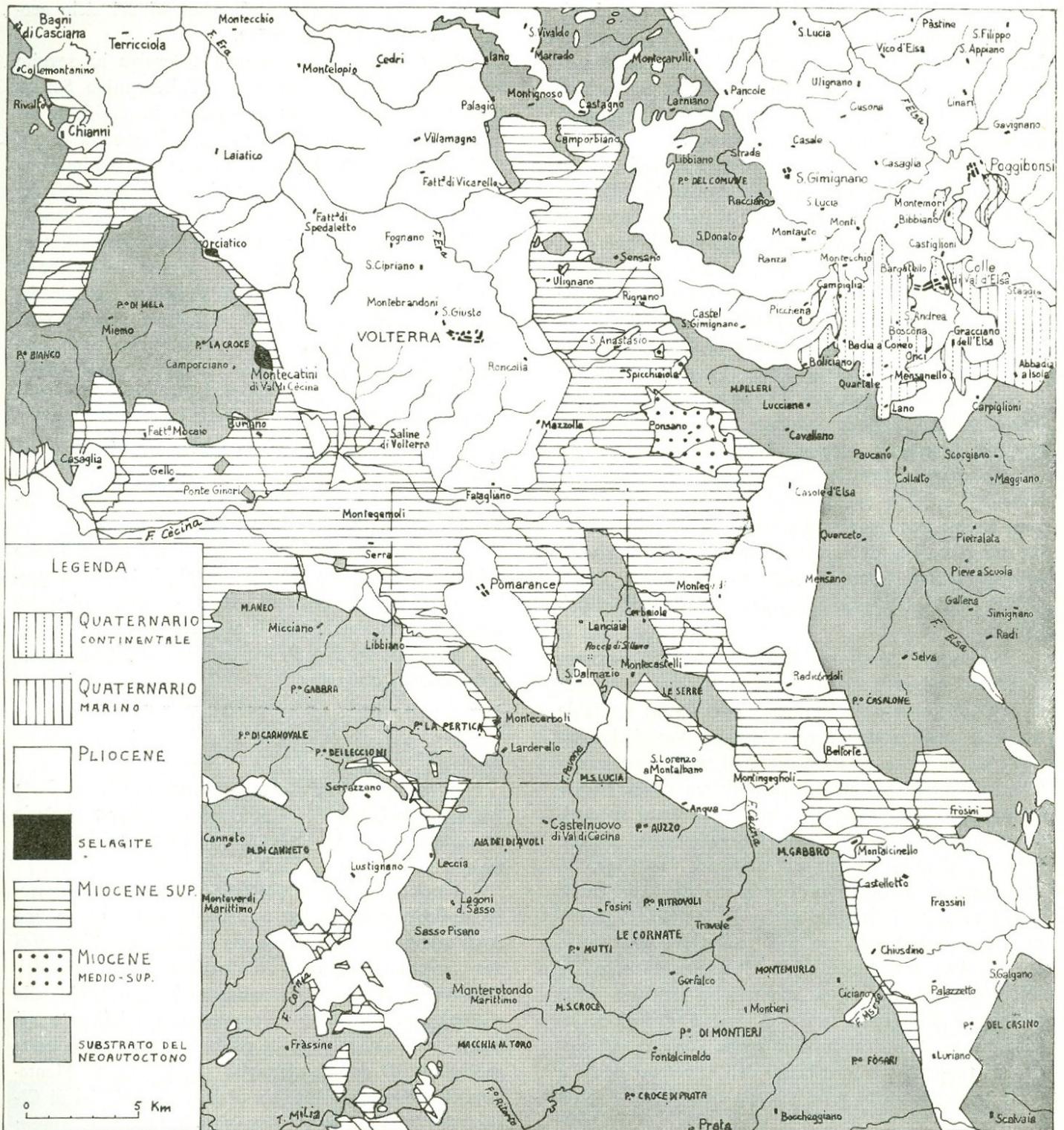


Fig. 7 - Rappresentazione schematica del bacino neoauctotono di Volterra; l'area racchiusa dalla linea a tratteggio corrisponde a quella rappresentata nella « Carta geologica della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa) ».

rire l'argomento ma deve essere collegato a quanto già è stato fatto e rimanere aperto all'inserimento degli studi futuri.

Del bacino neoautoctono di Volterra attualmente è noto il dettaglio di tutta la parte settentrionale e centrale; cioè della zona compresa nel F° 112 - Volterra della C.G.I., del quale è uscita recentemente la nuova edizione (1965); sono noti anche i passaggi laterali nella zona settentrionale fra le serie di questo bacino e quelle degli orli settentrionali dei Monti di Castellina M.ma e dei Monti Livornesi, che a loro volta racchiudono il bacino neoautoctono del F. Fine, anch'esso esaminato di recente (E. GIANNINI 1962). Viceversa per l'area centro meridionale del bacino di Volterra non esistevano finora moderni studi di dettaglio; la nuova carta geologica della zona di Pomarance e la « Carta geologica della zona compresa fra l'alta Val di Cornia e il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto) » (A. LAZZAROTTO 1965; con nota di prossima pubblicazione), che copre il bacino di Serrazzano-Lustignano, in origine collegato con quello di Volterra, serviranno in parte a colmare questa lacuna. Tuttavia resta ancora, per la conoscenza definitiva del bacino, di estendere gli studi di dettaglio alla zona di Radicondoli - Chiusdino.

In tutta l'area meridionale del bacino di Volterra e degli altri bacini in origine con questo collegati (bacino del F. Cornia e del T. Milia, A. LAZZAROTTO, R. MAZZANTI & G. SALVATORINI 1964; A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965a) le variazioni paleogeografiche si sono rivelate di entità notevolissima specialmente a partire dai sedimenti evaporitici del Miocene sup..

Caratteristica comune alle diverse serie esaminate in questi bacini è invece l'uniformità delle formazioni basali, di tipo lacustre, del Miocene sup. (Messiniano inf. - Tortoniano sup.?), costituite da formazioni prevalentemente conglomeratiche alla base e da argille azzurre nella parte superiore; sono anche frequenti a diversi livelli banchi di marne e calcari marnosi a straterelli.

Di queste serie lacustri sono state date ormai numerose sezioni di dettaglio: di Ponsano (E. GIANNINI & M. TONGIORGI 1959b); del T. Capriggine (R. MAZZANTI 1961); di Montecatini Val di Cècina (R. MAZZANTI, P. SQUARCI & L. TAFFI 1963); del T. Sterza dell'Era (P. SQUARCI & L. TAFFI 1963); del Rio Sancherino - Podere Montingoli, del Rio Guardigiano e di Montebamboli (A. LAZZAROTTO, R. MAZZANTI & G. SALVATORINI 1964); della zona stessa di Pomarance (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965a). Tutte queste sezioni

sono risultate praticamente identiche, salvo alcune differenze negli spessori, malgrado quelle più meridionali facciano parte di bacini attualmente isolati. Si può pensare che questo isolamento sia conseguenza di azioni erosive posteriori alla deposizione che si può immaginare avvenuta in un bacino di vaste dimensioni e più intercomunicante di quanto oggi non appaia dalla disposizione di questi sedimenti.

Al contrario le serie delle formazioni evaporitiche e di quelle ad esse collegate (comprese nel Messiniano) presentano variazioni anche notevoli nei diversi settori del bacino di Volterra; ciò si può spiegare con l'individuazione di aree paleogeograficamente semi-indipendenti legate evidentemente a sviluppi settorialmente diversi della tettonica.

Fra questi settori è possibile riconoscere:

— un settore di NW (serie di Orciatice-Montecatini Val di Cècina; R. MAZZANTI, P. SQUARCI & L. TAFFI, 1963; P. SQUARCI & L. TAFFI, 1963) caratterizzato dal piccolo spessore dei sedimenti evaporitici e dalla presenza di formazioni biostromali del tipo del « Calcare di Rosignano »;

— un settore di NE (serie dell'Era Viva, dell'Era Morta e della Spicchiaiola; E. GIANNINI & M. TONGIORGI 1959a; F° 112 - Volterra C.G.I. 1965) caratterizzato da una grande quantità di conglomerati alternati ai gessi e ancora dalla presenza di banchi biostromali del tipo del « Calcare di Rosignano »;

— un settore di SE (serie del F. Cornia e del T. Milia, con sedimenti oggi separati dalla parte maggiore del bacino; A. LAZZAROTTO, R. MAZZANTI & G. SALVATORINI 1964) caratterizzato da pochissimi gessi (talora un unico strato) e, al di sopra, dalla prevalenza di conglomerati di tipo deltizio in parte legati all'ambiente continentale (Conglomerato di Montebamboli);

— un settore centrale che si può dividere in due parti minori:

a) serie di Saline di Volterra (R. MAZZANTI, P. SQUARCI & L. TAFFI 1963) caratterizzata dalla presenza di un piccolo primo banco di gessi straterellati, che poggia in concordanza sopra le formazioni lacustri, e caratterizzata inoltre dalla presenza di un notevole spessore, circa 250 m, di argille quasi prive di gessi (argille a *Pycnodonta navicularis*) e, al di sopra, da un notevole spessore di banchi di gesso e di salgemma intercalati a sedimenti pelitici (argille - sabbie fini);

b) serie di Pomarance (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965a), del tutto analoga alla serie di Saline di Volterra ma riconoscibile da questa per la presenza al tetto di un conglomerato caratterizzato da ciottoli piut-

tosto minuti di gesso, di apfite porfirica e di porfido granitico, cui sovrastano ancora argille e qualche altro banco di gesso.

Riprenderò in esame alcuni aspetti del possibile significato paleogeografico di queste variazioni nelle serie gessifere del bacino di Volterra dopo aver svolta la descrizione di dettaglio della serie di Pomarance e di alcuni particolari rapporti di giacitura che nell'area della Carta geologica sono risultati fra le varie formazioni neautoctone.

* * *

Per quanto riguarda le osservazioni generali sulle formazioni del Pliocene è noto che i diversi tipi litologici dei sedimenti pliocenici sono espressione dell'ambiente di sedimentazione ma non hanno un preciso significato di età, per cui le carte geologiche, che si basano sulle differenze litologiche, non sono adatte a mostrarne la suddivisione cronologica in tre parti che comunemente ne viene eseguita.

Va inoltre considerato che frequentemente i sedimenti basali della serie pliocenica sono trasgressivi; ne consegue la necessità di specificare, col maggiore dettaglio possibile, l'età di ogni giacimento pliocenico indipendentemente dal suo tipo litologico.

Nelle località finora note del bacino di Volterra i sedimenti del Pliocene, malgrado una certa uniformità dei tipi litologici, sono apparsi in giaciture notevolmente diverse nei confronti del loro substrato. E' possibile anche a questo proposito suddividere il bacino in più settori e considerare separatamente le varie giaciture:

— nel settore di NW (G. STEFANINI 1935; R. MAZZANTI, P. SQUARCI & L. TAFFI 1963; P. SQUARCI & L. TAFFI 1963), la base dei sedimenti pliocenici appartiene al Pliocene inf. e giace con una discordanza angolare di pochissimi gradi sul tetto dei sedimenti del Miocene sup.;

— nel settore di NE la giacitura della base dei sedimenti pliocenici è più chiaramente trasgressiva con netta discordanza angolare di formazioni del Pliocene inf. sopra quelle del Miocene sup. nella zona della Spicchiaiola (F^o 112 - Volterra C.G.I. 1965) e di formazioni del Pliocene medio sopra quelle dell'Alloctono nella zona compresa fra Castagno Val d'Elsa e Montione (R. MAZZANTI 1961);

— nel settore di SW (bacini di Cornia e di Milia; A. LAZZAROTTO, R. MAZZANTI & G. SALVATORINI 1964) la base dei sedimenti pliocenici è ancora del Pliocene inf. ed è chiaramente trasgressiva sia sopra le formazio-

ni del Miocene sup. che su quelle dell'Alloctono;

— nel settore centrale del bacino vanno, anche in questo caso, distinte due parti:

a) la serie di Saline di Volterra, nella quale le formazioni del Pliocene inf. sormontano quelle del Miocene sup. in concordanza di stratificazione;

b) la serie di Pomarance nella quale è stato possibile ricostruire giaciture molto diverse che saranno illustrate nel dettaglio in un altro capitolo.

DESCRIZIONE DELLE FORMAZIONI

Formazioni lacustri del Miocene sup..

Si tratta dei conglomerati (m^1), delle sabbie e marne sabbiose a *Bithynia* (m_a^2) e delle argille azzurre spesso lignitifere (m_b^2) i cui affioramenti del bacino di Volterra sono stati ormai tante volte descritti.

L'aspetto di questi sedimenti è più che noto e non tornerò ad illustrarlo; i tre tipi litologici si alternano in grandi bancate senza una regola fissa, ma prevalgono i conglomerati in basso e le argille in alto. Ho già fatto notare (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965a) che il rivestimento rosso ematite dei ciottoli compare più che altro nei livelli conglomeratici più bassi e che non è affatto comune a tutta la formazione.

Sull'età di questi sedimenti si è pronunciato di recente, da un punto di vista generale, E. GIANNINI (1960), che ha osservato come rappresentino il Messiniano inf. senza tuttavia poter escludere la parte più alta del Tortonianiano sup. per i livelli più profondi conglomeratici.

L'ambiente di sedimentazione di tipo lacustre viene attribuito ai conglomerati per la loro posizione sottostante in continuità di stratificazione, o alle volte intercalata, alle altre formazioni con faune limniche, per la mancanza di fossili marini, per la presenza di frequenti straterelli di lignite.

Le sabbie e marne sabbiose sono un deposito di acque molto basse, tranquille, come indica la stratificazione sottilissima e molto regolare. La presenza di faune limniche è indicativa della facies; in alcuni luoghi il fondo dovette essere poco ossigenato come è indicato da caratteristiche marne fetide.

Le argille sono un deposito di fascies meno costiera, non necessariamente profonda, l'ambiente è in questo caso messo in evidenza dalla mancanza dei Foraminiferi, dalla sola presenza di Ostracodi senza ornamentazione, da piccoli *Limnocardium*.

Per questi motivi i cristalli isolati di gesso, che

compaiono un poco a tutti i livelli del sedimento argilloso, non possono significare un ambiente iperalino; la loro origine sembra secondaria e verosimilmente in relazione ad ossidazione della pirite, frequente nel sedimento, e alla successiva reazione con carbonati di calcio.

Gli spessori della formazione sono piuttosto variabili; una stima precisa non è stata possibile in alcun luogo.

Formazioni evaporitiche del Miocene sup.

Queste formazioni giacciono al di sopra della serie lacustre; il passaggio avviene di regola in concordanza fra le argille lacustri (m_b^2) e un primo banco di spessore non superiore ai 50 m costituito da straterelli sottili alternati di gessi e di argille⁽⁴⁾. Al di sopra compare la potente formazione delle argille a *Pycnodonta navicularis* (m^3).

Ho potuto seguire questo primo banco di gesso in quasi tutta l'area della Carta geologica; uniche eccezioni:

— un tratto della lunghezza di circa 400 m, interrotto a metà da una faglia, sulla sinistra del T. Pòssera poco a NE del Palagione (si veda la Carta geologica), dove il passaggio fra le argille lacustri e quelle a *navicularis* di ambiente iperalino è diretto;

— in sinistra del Botro Caldana, al limite centro occidentale del rilievo, dove i gessi misti ad un conglomerato grossolano sono direttamente trasgressivi sul substrato alloctono.

Preciso che la zona compresa fra i Poderi Fontebagni e Seranni, al limite centro occidentale del rilievo, presenta una serie leggermente diversa da quella della parte rimanente del bacino nella zona di Pomarance; infatti corrispose ad un tratto vicino alla costa dell'isola che nel Miocene sup. si trovava poco ad occidente, più o meno in coincidenza degli attuali affio-

ramenti delle formazioni alloctone della zona di Libbiano e di Micciano (si veda la fig. 7).

Il livello delle argille a *navicularis* è continuo in tutta l'area del rilievo ad eccezione ancora della zona centro occidentale prima definita. In questa zona, come viene mostrato nelle Sezioni 1 e 2 della Tav. fuori testo delle Sezioni, è possibile ricostruire la chiusura a lente di questo livello di argille fra i banchi di gesso qui misti a conglomerati. Evidentemente un sedimento argilloso, privo di clastici grossolani, non poteva depositarsi sotto costa. Nelle altre località questo livello è sempre presente e raggiunge spesso potenze rilevanti (275 m nel sondaggio 1).

L'ambiente di deposizione di questo sedimento è marino, decisamente iperalino, data la presenza di microfaune frequentemente oligotipiche e povere di individui e perchè vi si intercalano alcune bancate di gesso. Nella Carta geologica ho cercato di segnalare tutte queste bancate, anche esagerandone un poco le dimensioni.

Almeno una parte della frazione detritica di questa formazione è probabile si sia deposta col meccanismo delle correnti di torbida, come può indicare la presenza di straterelli arenacei lastriformi con elementi chiaramente classati e calchi di impronte da corrente.

Le argille a *navicularis* sono sormontate, in concordanza di stratificazione, dal livello maggiore dei gessi. Quest'ultimo è composto da una successione di ban-

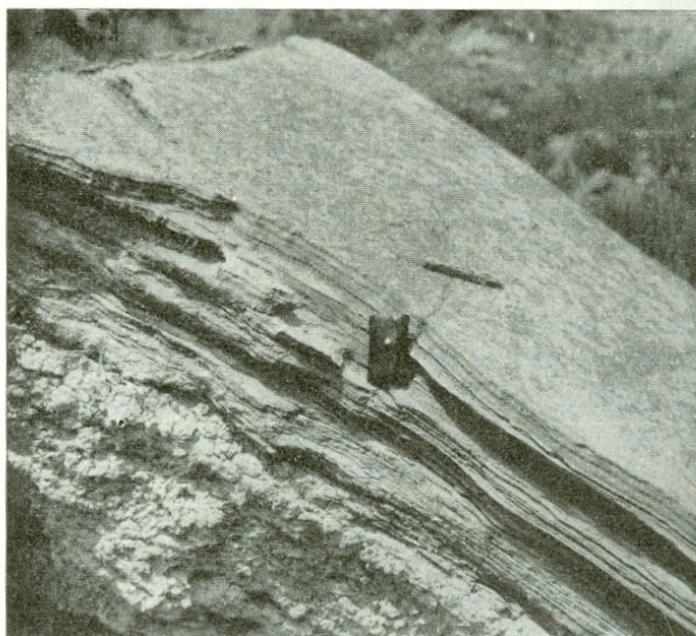


Fig. 8 - Alternanze di minuti strati di marna e di gesso (livello m^4 della Formazione gessifera del Miocene sup.).

(4) Un particolare interessante è presente alla base del banco nella zona del Podere Gesseri fra il F. Cècina e il T. le Sellate. Compagno qui, misti ai gessi, alcuni ciottoli fra i quali è caratteristica la presenza di elementi di calcare a cellette provenienti dalla nota formazione evaporitica del Trias sup.. E' questa probabilmente la prima comparsa, in tutti i sedimenti neogenici del bacino di Volterra, di ciottoli provenienti da formazioni triassiche. L'area di provenienza doveva corrispondere verosimilmente ad uno dei nuclei triassici che ampiamente affiorano ad oriente del bacino neoautoctono di Volterra.

chi per uno spessore medio di circa 150 m. Ogni banco può variare fra uno e due metri ed è suddiviso dal successivo da intercalazioni marnose, più raramente sabbiose, di spessore notevolmente minore.

Questi banchi possono essere riferiti a due tipi: uno con gesso compatto, finemente cristallino di tipo « alabastro », che viene infatti sfruttato industrialmente; un secondo è composto dall'alternanza di minuti straterelli di marna e di gesso (fig. 8).

Questa disposizione ricorda perfettamente quella illustrata per la serie gessoso-solfifera della Sicilia da L. OGNIBEN (1957).

Nella formazione dei gessi della Sicilia l'alternanza macroscopica marna-gesso, sia dei grossi banchi che degli straterelli minuti, all'esame petrografico è risultata più completa (L. OGNIBEN 1957) in quanto è stato possibile riconoscerne una successione marna - gesso primario - gesso secondario (da anidrite). La successione originaria è dunque marna-gesso-anidrite, con evidente polarità e passaggio dalla sedimentazione clastica terrigena a quella chimica evaporitica che si sviluppa nel senso di un progressivo aumento di concentrazione delle acque evaporanti fino in alcuni casi alla precipitazione del salgemma⁽⁵⁾.

I bacini evaporitici del Miocene sup. della Sicilia (L. OGNIBEN 1957) hanno avuto una sedimentazione tipicamente ritmica legata ad una fase tettonica di subsidenza. Questa, con l'approfondire il fondo dei bacini, provocava il ringiovanimento del ciclo di evaporazione, che, con la rapida formazione dei depositi chimici, tendeva invece a mantenere costanti le condizioni ambientali; queste erano caratterizzate da specchi di mare estremamente basso in bacini piuttosto ristretti ma intercomunicanti in modo da permettere l'afflusso continuo delle grandi quantità di acqua marina occorrenti per la formazione delle evaporiti.

Un ambiente di sedimentazione analogo può essere riferito ai livelli evaporitici in senso stretto della zona di Pomarance e di Saline di Volterra; cioè ai due livelli con gessi ai quali è intercalata la formazione delle argille a *navicularis*, che si può pensare rappresenti invece un ambiente di sedimentazione più profondo.

La caratteristica di specchio di mare estremamente

te sottile per i depositi con gessi (in senso stretto) della serie di Pomarance è rivelata, oltre che dalla minuta stratificazione del sedimento, dalla presenza di arenarie in gran parte costituite da elementi di gesso (gessareniti) nelle quali ho potuto riconoscere frequentemente strutture del tipo dei *ripple marks* (fig. 9). Queste arenarie sono sedimenti costituiti a spese della stessa formazione che si andava deponendo; è questa una caratteristica degli ambienti di sedimentazione in acque basse e soggetti a frequenti, temporanee emersioni.

Un significato diverso, che verrà meglio chiarito in seguito, hanno invece i conglomerati che in uno o più banchi compaiono costantemente verso il sesto superiore di tutta la formazione evaporitica e che costituiscono la base del livello indicato nella Carta geologica con la singla m_a^5 . Questi conglomerati contengono ancora, talvolta abbondantissimi, elementi clastici di gesso delle dimensioni più diverse, ma sono inoltre caratterizzati dalla presenza di ciottoli estranei al bacino evaporitico, provenienti dalle formazioni alloctone che ne costituivano il retroterra emerso o, addirittura, da zone molto lontane (aplite porfirica e porfido granitico per i quali è stata dimostrata l'identità petrografica con alcuni filoni che compaiono solo all'Isola d'Elba; G. MARINELLI 1955).

E' evidente che la formazione di questo livello è dovuta ad un fatto piuttosto generale, almeno riguardo

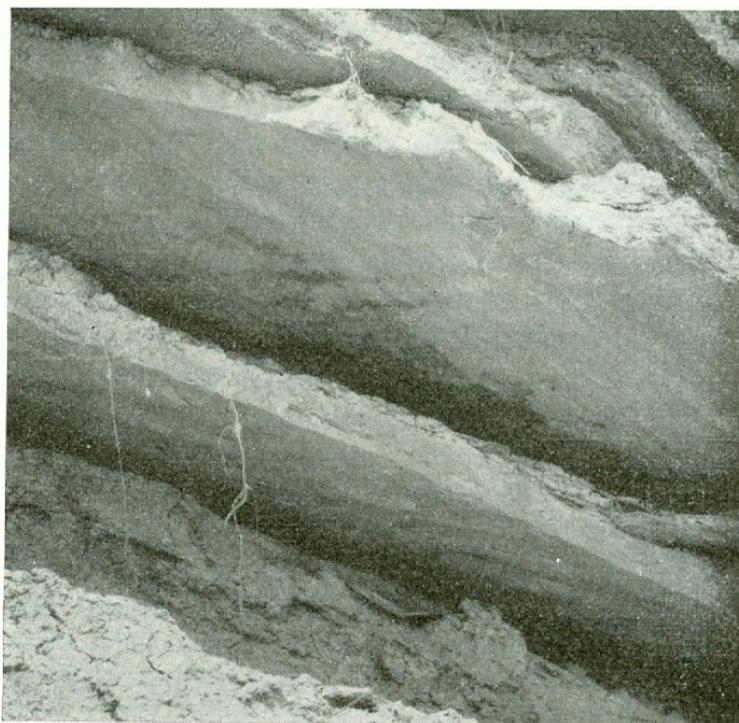


Fig. 9 - Gessareniti con ripple marks alla base degli strati nel livello m^4 della Formazione gessifera del Miocene sup. .

(5) L'esistenza del salgemma nell'area della Carta geologica non è documentata perchè non vi sono stati eseguiti sondaggi nei luoghi favorevoli; tuttavia non sussistono dubbi che il livello dei grossi banchi di gesso al di sopra delle argille a *navicularis* abbia contenuto in origine lenti di salgemma come è tipico nell'analogo serie di Saline di Volterra (R. MAZZANTI, P. SQUARCI & L. TAFFI 1963).

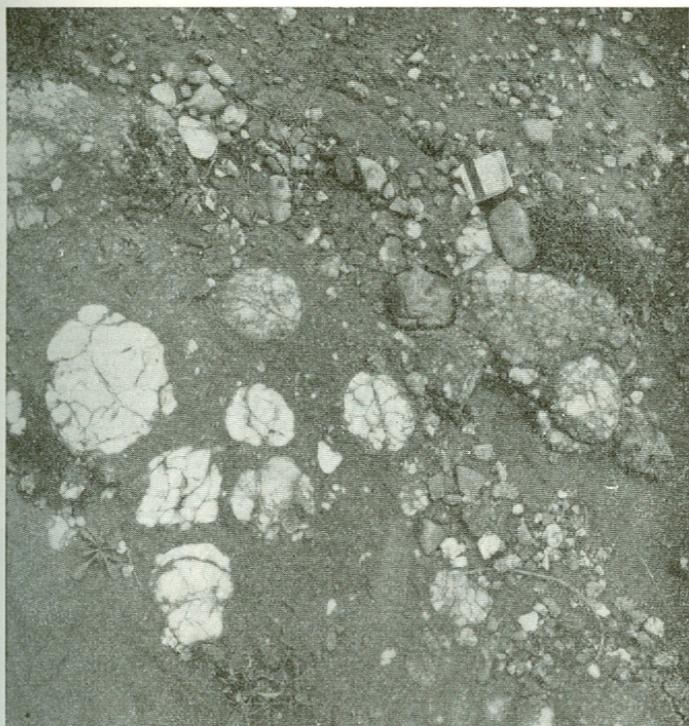


Fig. 10 - Rappresentazione d'insieme del livello m_a^5 della Formazione gessifera del Miocene sup.; si notino i ciottoli di gesso e (vicino alla scatola di fiammiferi) di aplite porfirica.

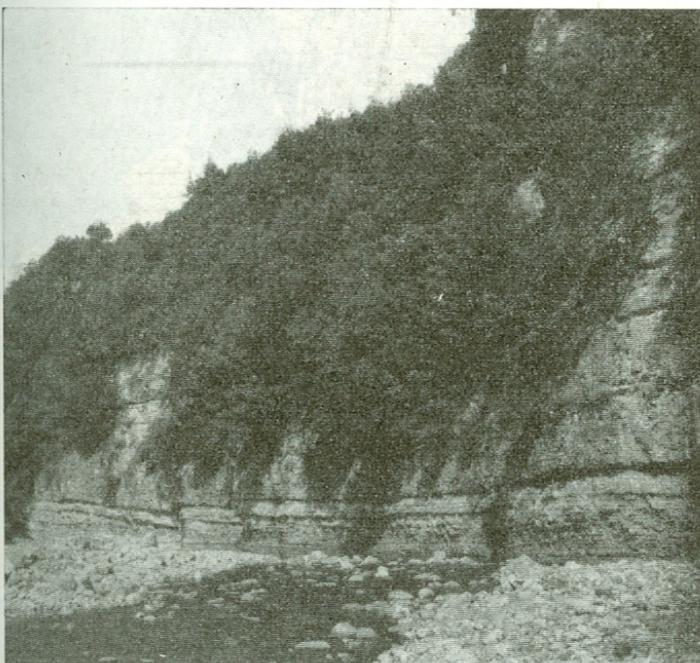


Fig. 11 - Aspetto generale dei calcari arenacei del Pliocene.

all'area meridionale del bacino di Volterra, e non va collegata con uno dei piccoli episodi di emersione parziale del bacino testimoniati dalle gessareniti descritte in precedenza.

La migliore indicazione in questo senso è data dal fatto che, mentre in molti luoghi la base di questo conglomerato ed il sottostante tetto del livello delle grandi bancate di gesso non appaiono in apprezzabile discordanza, nei due chilometri compresi fra il Podernuovo e il Palagione (si veda la Carta geologica) la base di questa formazione m_a^5 è chiaramente trasgressiva perchè appoggia addirittura sopra le argille a *navicularis* (m^3). Questa giacitura indica che, prima della trasgressione legata alla deposizione del livello m_a^5 , erano stati completamente erosi i 150 m di banchi di gesso superiori alle argille a *navicularis*, che sono continui nella serie e che sono stati incontrati anche poco ad occidente dal sondaggio 1 (si veda le Sezioni 5 e 6 della Tav. fuori testo delle Sezioni).

Anche nella zona del Podere Seranni, al limite centro occidentale del rilevamento (si veda la Carta geologica), esiste una discordanza angolare fra la base conglomeratica del livello m_a^5 o del livello m_b^5 , ad esso strettamente eteropico⁽⁶⁾, leggermente inclinati a monoclinale verso SW ed i sottostanti grandi banchi di gesso (m^4) curvati in una sinclinale piuttosto stretta (si veda la Sez. 2 della Tav. fuori testo delle Sezioni).

L'esistenza di questa giacitura in trasgressione del livello m_a^5 permette di tentare un'interpretazione verosimile (Sez. 3 della Tav. fuori testo delle Sezioni) dei piccoli spessori di gesso incontrati dai sondaggi 2 e 6 e della mancanza, nel sondaggio 2, della formazione lacustre al di sotto dei gessi.

Lo spessore del livello m_a^5 si aggira intorno alla media di 100 m; i banchi conglomeratici basali ne occupano circa 20-30 m, mentre il rimanente è formato da alternanze di argille, sabbie, arenarie fini lastriformi, da strati e piccoli banchi di gesso.

Le argille che compaiono sotto gli strati di gesso più alti sono risultate spesso sterili (campioni IGP -

(6) Nella Carta geologica ho distinto le località nelle quali il conglomerato poco prima descritto contiene i ciottoli di aplite porfirica e di porfido granitico (m_a^5) da quelle nelle quali compare un conglomerato (m_b^5) con lo stesso significato, come mostra il passaggio di eteropia fra i due che appare nei pressi del Podere Seranni, ma nel quale non ho mai rinvenuto quei ciottoli caratteristici.

Gli elementi di questo conglomerato (m_b^5) sono costituiti, oltre che da ciottoli di gesso, prevalentemente da ciottoli ofiolitici; per questo motivo ritengo che l'area NW del rilevamento, nella quale sono limitati gli affioramenti del conglomerato (m_b^5), fosse più strettamente dipendente, nella ricezione del materiale pefitico, dall'isola che nel Miocene sup. si trovava poco ad occidente della zona rappresentata nella Carta geologica.

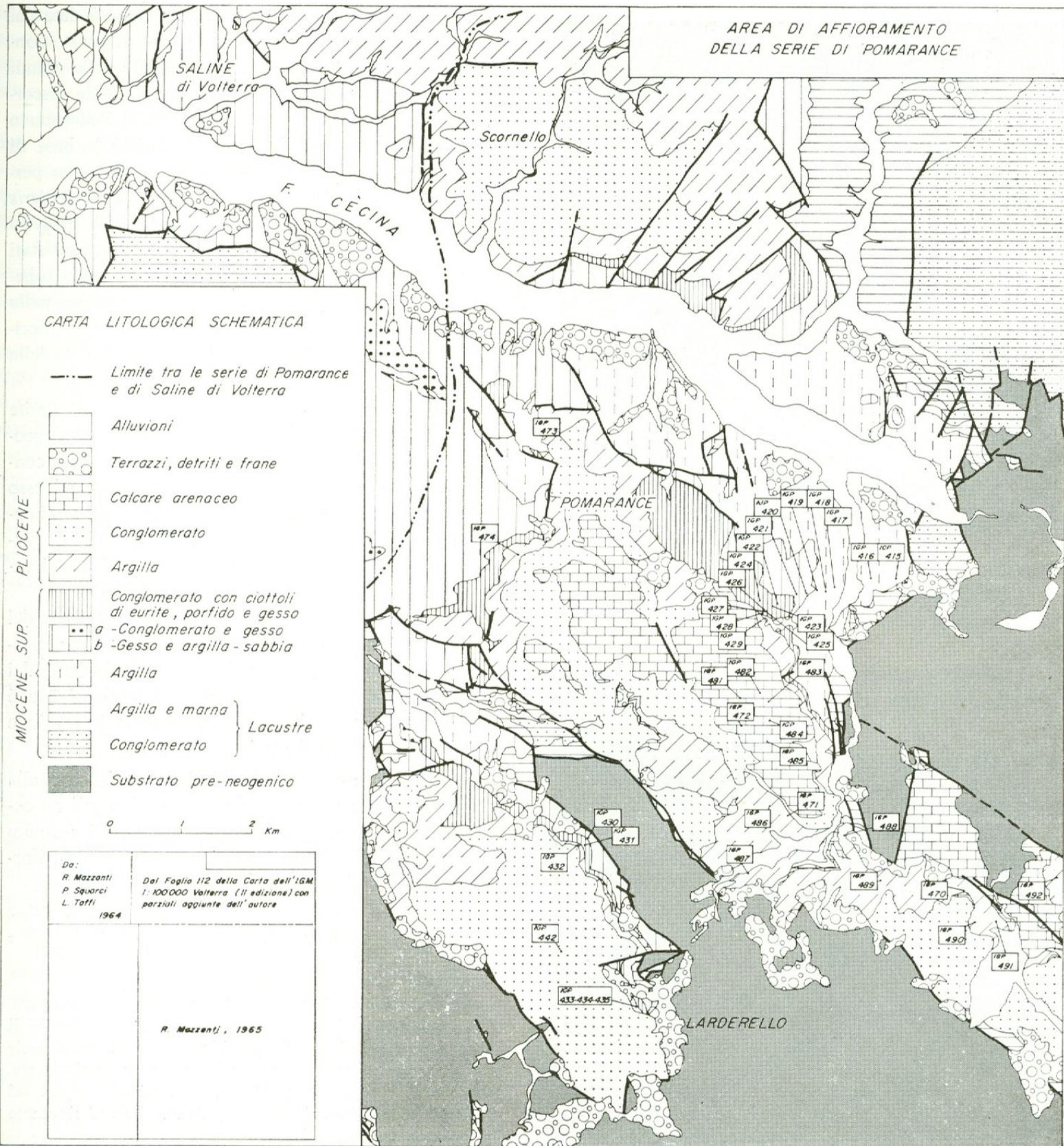


Fig. 12 - Ubicazione dei campioni raccolti per l'esame delle microfaune in riferimento alle distinzioni litologiche.

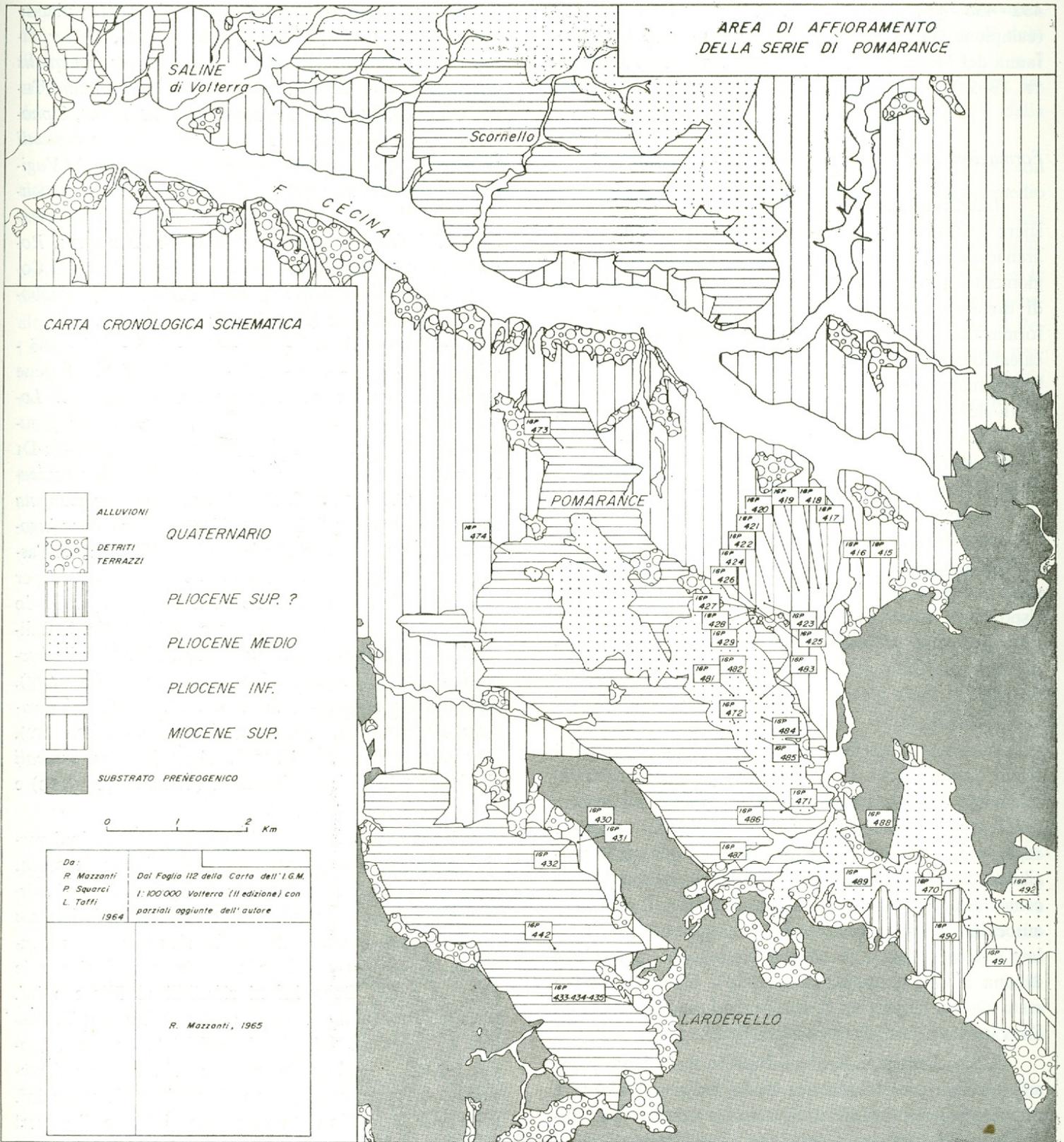


Fig. 13 - Ubicazione dei campioni raccolti per l'esame delle microfane in relazione alle distinzioni cronologiche.

432 - 433 - 434 - 435, si veda la fig. 12); in un caso (campione IGP - 427) hanno presentato ancora microfauna del Miocene sup. (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965a).

Formazioni marine del Pliocene.

I sedimenti del Pliocene hanno facies di mare costiero o franco, mai profondo. Sono presenti calcari arenacei e sabbie, argille sempre un poco sabbiose, conglomerati a cemento sabbioso o argilloso con ciottoli di dimensioni svariatissime e provenienti da tutte le formazioni dell'Alloctono, ma specialmente dal *Flysch* calcareo-marnoso da cui proviene anche la grande quantità di materiale sfasciato e molto grossolano della zona a NE del Poggio la Pertica (vicino Larderello), che è il risultato di una successione di frane distaccatesi dalla vicina costa pliocenica; ancora presenti nei conglomerati i ciottoli di apfite porfirica e di porfido granitico.

Lo spessore e la giacitura di questi sedimenti sono variabilissimi; già ho fatto notare che i differenti tipi litologici pur significando ambienti di sedimentazione un poco diversi non si possono considerare corrispondenti a orizzonti cronologici. Converrà innanzi tutto procedere all'esame cronologico in modo da stabilire, se possibile, delle zonazioni e passare quindi alla descrizione della giacitura dei sedimenti corrispondenti alle singole zone.

A questo scopo ho eseguito una campionatura dei livelli argillosi delle località più adatte per coprire interamente l'area studiata (fig. 12); l'esame dei macrofossili è stato abbandonato per la scarsità del materiale reperito e per mancanza, al momento attuale, della possibilità di eseguire correlazioni con altri giacimenti pliocenici sufficientemente e modernamente noti nel Neautoctono toscano; l'esame delle microfaune si è rivelato invece molto utile ed ha permesso la costruzione di una cartina cronologica (fig. 13). Questo esame è stato svolto, per ora in forma preliminare, dal dott. G. SALVATORINI, che vivamente ringrazio.

L'associazione microfaunistica in tutti i campioni si è rivelata piuttosto scarsa di faune planctoniche; è quindi stato impossibile il riferimento preciso delle microfaune alle biozone a planctonici istituite per il Pliocene italiano. Tuttavia per la presenza di alcune forme cronologicamente significative sono stati divisi due gruppi di campioni:

— Campioni IGP - 429 - 474 - 442 - 486 riferiti al Pliocene inf. per la presenza delle seguenti forme

esclusive o particolarmente frequenti in questo piano: *Vaginulinopsis inversa carinata* SILVESTRI, *Dimorphina tuberosa* D'ORBIGNY, *Plectofrondicularia inaequalis denticulata* (SILVESTRI), *Bulimina aculeata minima* TEDESCHI & ZANMATTI, *Uvigerina rutila* CUSHMAN, *Siphonodosaria fistula* (SCHWAGER), *Siphonodosaria bassanii* (FORNASINI), *Lenticulina peregrina* (SCHWAGER), *Vaginulina legumen margaritifera* (BATCH), *Nodosaria pentecostata* COSTA, *Sphaeroidinella seminulina* (SCHWAGER), *Bolivina placentina* TEDESCHI & ZANMATTI, *Robulus avidus* (SEGUENZA), *Fronidularia denticulata* COSTA, *Plectofrondicularia gemina* (SILVESTRI), *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES);

— Campioni IGP - 481 - 482 - 483 - 484 - 485 - 472 - 488 - 489 - 470 - 490 - 492 riferiti al Pliocene medio per la presenza di queste forme indicative: *Loxostomum perforatum* DI NAPOLI, *Loxostomum pseudodigitale* DI NAPOLI, *Eponides frigidus granulatus* DI NAPOLI, *Anomalina helicina* (COSTA), *Bulimina aculeata minima* TEDESCHI & ZANMATTI, *Bulimina elongata subulata* CUSHMAN & PARKER, *Textularia concava jugosa* SILVESTRI, *Globorotalia bononiensis* DONDI; per l'assenza di forme tipiche del Pliocene inf. ed inoltre per l'esistenza di un'associazione di habitat più profondo (*Cassidulina carinata* SILVESTRI e varie specie di Buliminidi) con una di habitat poco profondo: *Rotalia beccarii* (LINNEO), *Asterigerina planorbis* (D'ORBIGNY), *Asterigerina mamilla* (WILLIAMSON), *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY), *Discorbis globularis* (D'ORBIGNY), *Reuxella spinulosa* (REUSS), *Amphistegina lessonii* (D'ORBIGNY), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) e varie specie di *Elphidium*.

Lo studio particolareggiato di questi campioni verrà presentato in un lavoro a parte da G. SALVATORINI, per ora è interessante notare come questi risultati parziali dell'esame micropaleontologico siano facilmente inseribili nel quadro strutturale risultato dal rilevamento di campagna (si veda la Carta geologica e le figg. 12 e 13). Sono infatti riferibili al Pliocene inf. tutte le formazioni plioceniche sulla sinistra del T. Pòspera ad eccezione dei calcari detritici (*ps*) superiori sopra i quali è fondato Pomarance; sulla destra del medesimo torrente, sono invece riferibili al Pliocene inf. solamente le argille che sottostanno al banco di calcari detritici del Podere Per Rosso. Tutti i sedimenti pliocenici dell'affioramento che culmina nel Poggio della Fornace (parte SW della Carta geologica) sono riferibili al Pliocene inf..

Al Pliocene medio appartengono gli altri affioramenti (cioè i calcari detritici di Pomarance, di S. Dal-

mazio e le argille ad essi sovrapposte). I conglomerati che si trovano in sinistra e in destra del T. Pavone, al tetto di quella serie del Pliocene medio, potrebbero rappresentare il Pliocene sup., ma ciò non è facilmente documentabile per la difficoltà di reperire nei sedimenti clastici grossolani faune significative di età.

Lo studio della giacitura dei sedimenti pliocenici richiede un esame dettagliato, che verrà eseguito a partire da quelli del Pliocene inf..

Le argille del Pliocene inferiore giacciono in concordanza di stratificazione per vaste aree sopra il tetto della serie del Miocene sup. (argille e gessi della parte alta del livello m_a^5). In corrispondenza di gran parte dell'area della Carta Geologica il passaggio Miocene-Pliocene è avvenuto in continuità di sedimentazione; al contrario in alcune località, che evidentemente erano più vicine all'antica costa del bacino, i sedimenti del Pliocene inf. sono trasgressivi sia sopra le formazioni dell'Alloctono che sopra alcune neoautoctone del Miocene sup.. Ciò indica l'esistenza di una parziale regressione in corrispondenza della parte più alta del Miocene sup. stesso.

Quest'ultima giacitura è documentata poco a Nord di Montecerboli e ad Ovest del Podere Stillano; in queste località la base del Pliocene inf. è costituita da un banco di calcare detritico organogeno che, come si può ben vedere anche nella Carta geologica, si appoggia indifferentemente (cioè con giacitura trasgressiva) sia sopra il livello m^4 che sopra il livello m_a^5 della serie gessifera.

Il primo tipo di giacitura appare in destra del T. Trossa, poco a Nord della confluenza col T. Rimonese, e nel Botro che discende dal Poggio della Fornace e si unisce al T. Secolo; in queste località i sedimenti basali del Pliocene inf. sono costituiti rispettivamente da calcari detritici e da conglomerati che appoggiano direttamente sopra formazioni dell'Alloctono.

La giacitura trasgressiva dei sedimenti del Pliocene inf. sopra le formazioni dell'Alloctono è stata messa in evidenza dai sondaggi anche in alcune località dove era insospettabile; in queste località con i soli dati del rilevamento geologico sarebbe stata attendibile la presenza di una serie neoautoctona continua fino alle formazioni lacustri di base (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965b). Questi sondaggi hanno invece incontrato, al di sotto dei sedimenti pliocenici (per i quali l'esame micropaleontologico ha messo in evidenza trattarsi di

Pliocene inf.) solamente le formazioni dell'Alloctono, perciò la loro giacitura in trasgressione è fuor di dubbio (si veda i sondaggi 13 e 14 della Sez. 4; 15 e 7 della Sez. 5; 32, 22, 23, e 5 della Sez. 6; 35, 37, 38, 10 e 11 della Sez. 7; 64, 63 e 65 della Sez. 8 della Tav. fuori testo delle Sezioni).

La sedimentazione del Pliocene inf. si è chiusa con una potente serie di conglomerati; il Pliocene medio è stato, almeno in parte, nuovamente trasgressivo sia sopra i sedimenti neoautoctoni che su quelli alloctoni.

Nel primo caso i calcari detritici, le sabbie e le argille sabbiose del Pliocene medio sormontano generalmente i conglomerati del Pliocene inf., ma tra il Podere S. Francisco e il Palagione (si veda la Carta geologica) è ben evidente la loro giacitura trasgressiva sia sopra le argille del Pliocene inf. che sopra il livello m_a^5 del tetto della serie miocenica.

Nel secondo caso la giacitura trasgressiva dei calcari detritici è molto ben caratterizzata sopra la grande massa di ofioliti della Rocca di Sillano.

Ho già esposto che nella zona in esame la sedimentazione pliocenica si è chiusa con la deposizione di conglomerati che attualmente sono conservati solamente in sinistra e destra del T. Pavone e che rimane incerta la loro attribuzione al Pliocene medio o sup..

TETTONICA

OSSERVAZIONI GENERALI

L'inquadratura generale dei complessi riconosciuti nella Carta geologica e la loro posizione reciproca sono state brevemente illustrate nell'Introduzione e compaiono in forma schematica nei « Rapporti di giacitura fra i diversi complessi alloctoni » della Carta geologica, nella « Rappresentazione schematica della posizione reciproca dei diversi complessi » e nella « Serie neoautoctona di Pomarance » della Tav. fuori testo delle Sezioni geologiche.

Ancora nell'Introduzione ho fatto presente che nell'area che corrisponde più o meno alla metà meridionale della Carta geologica si può considerare ben conosciuta (attraverso 117 perforazioni) la parte superiore del substrato anidritico-quarzitico-filladico sul quale appoggiano le formazioni dei complessi alloctoni

di tipo ligure, malgrado questo substrato non affiori mai nell'area stessa (⁷).

La sovrapposizione diretta dei complessi liguri sul basamento anidritico-filladico-quarzitico è uno dei grossi problemi tettonici della Maremma Toscana ai quali uno studio di dettaglio, come il presente, può fornire nuovi dati più che portare un contributo risolutivo. In questo caso i dati sono stati forniti dalle perforazioni in tutta la metà meridionale dell'area compresa nella Carta geologica; è tuttavia piuttosto verosimile che almeno tutta la parte orientale del bacino neoautoctono di Volterra si trovi a corrispondere ad una zona « a serie ridotta ».

Sembra avvalorare questa ipotesi il fatto che lungo i bordi orientali del bacino le formazioni alloctone ricoprono sempre direttamente i sedimenti evaporitici del Trias sup. della serie toscana (zone di S. Gimignano, F° 113 S. Casciano in Val di Pesa della C.G.I. 1906; zone di Bagni di Momi, Iano, R. MAZZANTI 1961).

Sulla precisazione del meccanismo e dell'età del sovrascorrimento che ha portato al contatto diretto dell'Alloctono ligure con i sedimenti evaporitici del Trias sup. sono state affacciate varie opinioni:

— secondo G. MERLA (1951) e L. TREVISAN (1954) questa sovrapposizione avrebbe richiesto in precedenza il denudamento della serie toscana fino al livello delle evaporiti stesse e ciò dovrebbe essere avvenuto poco prima o contemporaneamente al sovrascorrimento delle formazioni alloctone di tipo ligure altrimenti non sarebbe spiegabile la conservazione di depositi anidritici in un'area denudata; poichè il sovrascorrimento delle formazioni alloctone in questa zona della Toscana Marittima è riferibile all'Aquitano è possibile dedurre che, secondo questa interpretazione, l'origine dei particolari rapporti di giacitura fra formazioni dell'Alloctono ligure e « serie toscana ridotta » risalirebbe a quel piano;

— secondo E. GIANNINI, R. NARDI & M. TONGIORGI (1962) la giacitura diretta delle unità alloctone di tipo ligure sopra le evaporiti del Trias sup. toscano può essere avvenuta dopo che le prime erano sovrascorse sul tetto (Macigno) della serie toscana in falda, cioè durante una grande traslazione successiva al primitivo sovrascorrimento e coincidente (nel Tortoniano sup.) con un rimovimento della falda toscana stessa. Questa (nella Toscana Marittima) si sarebbe laminata, in corrispondenza della seconda fase di movimento smembrandosi in tanti lembi minori e permettendo, al tempo stesso, il contatto diretto fra le formazioni dell'Allocto-

no ligure e le formazioni triassiche a serie toscana sia in falda che autoctone; in quest'ultimo caso le evaporiti triassiche non sarebbero mai state denudate e la loro conservazione non porrebbe difficoltà di spiegazione.

Quest'ultima interpretazione richiede uno sviluppo dei movimenti di traslazione dei complessi alloctoni presenti nella Toscana Marittima (siano questi di tipo ligure che toscano) frazionato almeno in due tempi.

L'esame delle formazioni dell'Alloctono di tipo ligure, che in questi ultimi anni ho condotto con A. LAZZAROTTO nella Maremma Toscana, avvalorata l'ipotesi di uno svolgimento dei movimenti di traslazione frazionato in più episodi.

E' noto infatti (L. GIANNELLI, A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965; A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1966) che gli affioramenti di Macigno della serie toscana nella Maremma, che pure sono assai distanti fra di loro, sono sormontati direttamente dal complesso ligure delle « Argille e calcari » che non appare invece nelle aree a « serie toscana ridotta »; questa mancanza del complesso inferiore dell'Alloctono ligure nelle

(⁷) Le perforazioni raggiungono profondità variabili (si veda la Tav. fuori testo delle Sezioni) a seconda della posizione del substrato, normalmente inferiori ai 1.000 m; fa eccezione il sondaggio 79, eseguito al solo scopo di ricerca, che è stato spinto fino a 2.800 m di profondità, cioè fino alla quota di — 2.357 m.

Sono stati incontrati a partire da quota 443 (di impostazione del sondaggio):

- da 0 a 347 m - formazioni dell'Alloctono ligure in senso lato
- da 347 a 384 m - formazione anidritica
- da 384 a 790 m - scisti quarziti, passanti verso il basso a livelli contenenti scisti porfirici e quindi ad arenarie di facies continentale
- 790 m - orizzonte di forte tettonizzazione
- da 790 a 2800 m - complesso scistoso arenaceo quarzitico passante verso il fondo a micascisti e gneiss albitici debolmente grafitici.

R. CATALDI, G. STEFANI & M. TONGIORGI (1963) hanno osservato che da questi dati si può trarre la probabilità dell'esistenza di un raddoppio di serie e quindi l'indicazione che gli orizzonti più alti anidritico - filladico - quarziticci del basamento presentino, almeno in alcune zone, un certo grado di alloctonia. Anche su quest'ultimo argomento non sono risultati dal mio studio nuovi elementi concreti; pertanto non esaminerò ulteriormente l'eventualità di una giacitura alloctona anche della parte alta del substrato.

Preciso inoltre che la simbologgia con la quale nella Tav. fuori testo delle Sezioni ho contraddistinto le filladi e quarziti del basamento non va considerata significativa dell'andamento della stratificazione che, come è noto, non può essere ricostruito coi soli dati delle perforazioni.

aree prive anche di tutta la parte superiore alle evaporiti triassiche della serie toscana può avvalorare l'ipotesi di una laminazione avvenuta contemporaneamente nelle formazioni liguri e toscane; questa laminazione sarebbe cioè avvenuta quando già tutte le unità liguri (o almeno quelle inferiori) erano sovrascorse sul tetto della serie toscana (Macigno) per una ripresa o per un ulteriore sviluppo dei moti di traslazione.

Si presenta in questo modo uno degli argomenti più attuali nello studio tettonico dell'Appennino Settentrionale e cioè quello della ricerca dei tempi e dei modi delle traslazioni dei complessi alloctoni.

Nell'area della Maremma Toscana questa documentazione dell'esistenza di ampie laminazioni dovute a moti di traslazione successivi al primo accavallarsi dei complessi alloctoni ha suggerito la necessità di una estrema cautela nella valutazione del significato dei vari contatti fra questi stessi complessi. Per ciascuno di questi contatti è sorto il problema di discernere quanto corrisponda alla condizione del primitivo rapporto di sovrapposizione e quanto invece sia dovuto a scorrimenti successivi. Purtroppo una ricerca del genere è possibile solamente in casi piuttosto limitati; ciò tuttavia non consente di trascurare il problema.

Una traccia molto interessante per una chiarificazione a tal riguardo è offerta senza dubbio dal riconoscimento del carattere sintetogenetico di alcune delle formazioni presenti nei complessi alloctoni. Attualmente le conoscenze su queste formazioni (di tipo Lanciaia e Podere Castellaro) sono ancora piuttosto limitate, più che altro nella loro effettiva distribuzione areale, per cui non è ancora possibile inserirle in un quadro soddisfacentemente definito; tuttavia la loro presenza è già ampiamente significativa che almeno due dei complessi alloctoni della Toscana Marittima (Complesso del *Flysch* calcareo-marnoso e Complesso ofiolitifero delle argille con calcari palombini) erano già accavallati nell'Eocene medio in un bacino estraneo a quello che corrispondeva in quell'età alla Toscana Marittima stessa.

Le relazioni generali che sono intercorse fra sviluppi tettonici e formazione di alcuni depositi sedimentari, per una chiara impostazione del significato dei complessi sedimentari stessi, sono già state indicate nelle Osservazioni generali dei capitoli dedicati alla stratigrafia rispettivamente dell'Alloctono e del Neoautoctono; cioè:

— sono state ricordate alcune possibili ricostruzioni secondo recenti vedute, (A. LAZZAROTTO & R.

MAZZANTI 1966; R. MAZZANTI 1966) della situazione paleotettonica collegata alla deposizione della Formazione di Lanciaia durante antiche fasi di sviluppo dei moti di traslazione relativi ai complessi alloctoni;

— è stato svolto un breve richiamo (secondo quanto proposto da E. GIANNINI & M. TONGIORGI 1962) sul possibile significato di semiautoctonia delle formazioni del tipo dell'Arenaria di Ponsano, che affiora nel bacino di Volterra molto vicino all'area del rilevamento (si veda la fig. 7);

— è stato ricordato che la deposizione delle formazioni del ciclo neoautoctono, almeno a partire dal Miocene sup. (Messiniano), è da mettersi in relazione con sprofondamenti legati allo svilupparsi della tettonica post-parossismale di distensione (secondo quanto proposto da L. TREVISAN 1951).

L'assetto strutturale dell'area corrispondente alla Carta geologica è notevolmente complicato, come è ovvio per una zona che è stata soggetta, prima, a movimenti di traslazione di entità regionale e, in seguito, ad una prolungata e piuttosto variabile attività di distensione, con movimenti di grande sbalzo, che dal Miocene sup. ne hanno continuamente modificata la paleogeografia.

Inizierò dalla descrizione delle strutture dovute alla tettonica di distensione, più recente, che ha interessato tutte le formazioni presenti neoautoctone, alloctone e del substrato a serie toscana, per poi prendere in esame le strutture più antiche che compaiono solamente nelle formazioni alloctone.

LE STRUTTURE DELLA TETTONICA TARDIVA, DI DISTENSIONE

Queste strutture sono caratterizzate dalla suddivisione dei complessi rocciosi in blocchi separati da faglie dirette e variamente innalzati l'uno rispetto all'altro.

Attualmente non è ancora stato rintracciato un ordinamento regionale delle strutture legate alla tettonica tardiva, sembra invece (E. GIANNINI & M. TONGIORGI 1959a) che si esauriscano in un ambito più limitato, anche se molto vario, relativo a singoli bacini, con gruppi di zolle sollevate (*Horst*) o abbassate (*Graben*) e inclinazioni delle faglie rivolte verso queste ultime.

Solo alcune delle strutture dovute alla tettonica tardiva compaiono integralmente nell'area della Carta

geologica; altre, per le dimensioni maggiori, non vi compaiono che parzialmente.

Nella fig. 7 ho schematizzato, per l'area della carta geologica e per un'ampia zona circostante, i lineamenti generali delle strutture principali legate a questo tipo di tettonica come risultano dalla distinzione dei sedimenti del Miocene sup. del Pliocene e del substrato sottostante al Neoautoctono, considerato come un tutto unico.

Come si può vedere nella fig. 7 gli affioramenti del substrato del Neoautoctono della Carta geologica si possono collegare:

— quelli della parte meridionale e dello spicchio SW, con un tratto della grande struttura sollevata che ha il suo fianco orientale nell'allineamento P.gio Fogari, M. Gabbro, P.gio Auzzo, M. S. Lucia, M. Aneo;

— quelli del margine centro orientale, con parte della struttura sollevata della Rocca di Sillano - P.gio le Serre; questa struttura minore è completamente circondata da depositi neoautoctoni.

Riguardo agli affioramenti delle formazioni neoautoctone è possibile distinguere nell'area della Carta geologica (si veda ancora la fig. 7):

— tre piccole aree all'estremità SW, delle quali due appartengono al bacino di Serrazzano (F. Cornia), praticamente estraneo alla Carta geologica, e non saranno esaminate; la terza è rappresentata da una piccola fossa attualmente indipendente riempita di sedimenti lacustri del Miocene sup.;

— l'affioramento del P.gio la Pertica, con sedimenti del Pliocene, isolati, e del Miocene sup., che sono invece collegati a Nord con quelli della parte alta del bacino di Volterra;

— l'affioramento della zona di S. Dalmazio, con sedimenti del Pliocene che si prolungano, verso NW, fino a Pomarance e, verso SE, al di fuori dell'area rappresentata nella Carta geologica, oltre Anqua fin sotto il M. Gabbro; al di sotto di questi sedimenti pliocenici, le formazioni del Miocene sup. sono frammentarie nella zona di S. Dalmazio, mentre compaiono in abbondanza nella zona di Pomarance dove sono collegate con quelle della parte più ampia del bacino di Volterra.

In prima analisi nella Carta geologica si possono riconoscere, come strutture legate alla tettonica tardiva, due *Graben* con chiara direzione appenninica (NW-SE), che corrispondono agli affioramenti dei sedimenti pliocenici; uno di questi (che indicherò d'ora in poi come *Graben* del P.gio La Pertica) sembra esaurirsi nell'ambito dell'area compresa nella Carta geologica;

l'altro (che indicherò come *Graben* di Pomarance - S. Dalmazio) ha invece dimensioni più ampie, con evidente continuazione a SE almeno fino alla zona del M. Gabbro (si veda la fig. 7.). Fra questi due *Graben* è ben evidente una zolla rialzata (*Horst*) che corrisponde ad affioramenti di formazioni alloctone e neoautoctone del Miocene sup. (indicherò questa struttura come *Horst* delle Rovine di S. Michele).

Queste strutture sono delineate da faglie dirette, spesso di spiccata evidenza, associate in sistemi costituiti da numerosi elementi a direzioni prevalentemente parallele e rigetti vicarianti.

Nella Carta geologica appaiono parzialmente altre strutture legate alla tettonica tardiva e piuttosto mal definibili proprio perchè le loro porzioni maggiori sono estranee alla Carta geologica stessa. Così nel quadrante NE una scalinata di faglie dirette, a rigetti vicarianti, direzione prevalentemente anti-appenninica (SW - NE) e N-S separa gli affioramenti delle formazioni alloctone della zona della Rocca di Sillano da quelli delle formazioni neoautoctone collegate con la parte più ampia e sprofondata del bacino di Volterra (area settentrionale della Carta geologica); nell'angolo SW della Carta gli affioramenti delle formazioni alloctone della zona del T. Secolo costituiscono un'area rialzata fra il *Graben* del P.gio la Pertica e il bacino, in gran parte sprofondato, di Serrazzano.

L'esame dei sondaggi ubicati sopra gli affioramenti pliocenici dei *Graben* del P.gio la Pertica e di Pomarance - S. Dalmazio ha rivelato l'esistenza di strutture tettoniche sepolte del tutto insospettabili dalle osservazioni di superficie (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965 b). Come si può osservare nella Carta geologica questi due *Graben* risultano dalla disposizione centrale degli affioramenti dei sedimenti pliocenici, rispetto ad un primo margine esterno limitato da faglie nel quale affiorano, piuttosto continuamente anche se in modo non completo, i sedimenti del Miocene sup., un secondo margine, ancora limitato da faglie e più esterno, è occupato dalle formazioni dell'Alloctono. Da questa giacitura di superficie è logico presupporre in profondità l'esistenza di formazioni del Miocene sup. al di sotto degli affioramenti pliocenici. Le perforazioni hanno invece messo in evidenza l'esistenza di serie neoautoctone complete (Pliocene - Miocene sup.) soltanto nelle aree comprese circa nelle metà nord-orientali dei due *Graben*, mentre, nelle aree comprese nelle metà sud-occidentali hanno incontrato, dopo un certo spessore di sedimenti pliocenici, direttamente il substrato (formazioni dell'Alloctono; si consulti la Tav. fuori

testo delle Sezioni: nella Sez. 3 i sondaggi 6 e 2; nella Sez. 4 i sondaggi 13 e 14; nella Sez. 5 i sondaggi 15 e 7; nella Sez. 6 i sondaggi 32, 22, 23, 16, 5 e 1; nella Sez. 7 i sondaggi 35, 37, 38, 39, 40, 10 e 11).

Per spiegare questa situazione sono prospettabili due possibilità; cioè:

— la sedimentazione nel Miocene sup. è avvenuta in una specie di ristrettissimi e lunghi « canali » dovuti a sprofondamento di limitatissime fosse; nel Pliocene, mantenendosi la tendenza alla subsidenza, si è manifestato uno sprofondamento più generale con deposizione di sedimenti al di sopra e oltre le aree occupate dai « canali » miocenici;

— la sedimentazione del Miocene sup. si è estesa in bacini piuttosto ampi in una prima fase di subsidenza; in una seconda fase tettonica, alla fine del Miocene sup., caratterizzata da un'inversione del ciclo, sono avvenuti sollevamenti settoriali con erosione di alcune aree; una terza fase tettonica, nuovamente di generale subsidenza, ha portato ad un secondo sprofondamento e alla deposizione dei sedimenti pliocenici.

Come già ho fatto notare in un'altra occasione (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1965b) un elemento è particolarmente favorevole alla seconda possibilità. Infatti, anche senza considerare il significato dell'identità delle serie in tutti i presumibili « canali » miocenici, che mal si concilia con una deposizione avvenuta in aree frazionatissime, esistono al tetto della serie gessifera (livello m_a^5) grandissime quantità di ciottoli di gesso che sono chiaramente indicativi di un ciclo di erosione piuttosto importante avvenuto nella parte superiore del Miocene.

Sarà bene ricordare a questo proposito che dei numerosi sedimenti che si sono formati nella deposizione del ciclo del Miocene sup. solamente i gessi sono adatti, una volta ridotti in ciottoli, a fornire inequivocabile indicazione della loro provenienza. Non è da escludere tuttavia che anche alcuni dei ciottoli costituiti da materiale del Complesso ofiolitifero che compaiono nel livello m_a^5 del tetto del Miocene sup. abbiano tratto origine dal disfacimento del livello conglomeratico più basso della formazione lacustre del Miocene sup. oltre che direttamente dagli affioramenti delle formazioni del Complesso ofiolitifero stesso. Potrebbe essere un argomento favorevole a questa ipotesi la presenza nei conglomerati del livello m_a^5 di ciottoli normali misti ad altri rivestiti di una « vernice rosso ematite » del tipo di quella comune agli strati basali del conglomerato lacustre. L'esistenza di un'accentuata fase di erosione in corrispondenza della parte più alta

del Miocene sup. apparirà inoltre evidente dall'esame delle variazioni paleogeografiche che sarà oggetto di un altro capitolo.

Delle strutture dovute alla tettonica tardiva sono stati esaminati nelle pagine precedenti gli elementi risultanti dai rapporti fra sedimenti neoautoctoni delle diverse età e fra questi primi e le formazioni dell'Altoctono che ne costituiscono il substrato. Esaminerò ora le strutture interne ai sedimenti neoautoctoni stessi.

Tutte le formazioni neoautoctone hanno conservato, malgrado la notevole plasticità dei tipi litologici di alcune, un assetto generale improntato ad una notevole rigidità con frequenti rotture, anche su piccola scala, dovute a faglie; compaiono tuttavia anche pieghe di varia entità.

Una, molto caratteristica, per l'ampio raggio di curvatura e per essere accompagnata da faglie conformi che ne accentuano lo sprofondamento, è la flessura messa in evidenza nelle formazioni del Miocene sup. e rappresentata nella parte centrale delle Sezioni 5, 6 e 7 (si veda la Tav. fuori testo delle Sezioni), cioè nell'area compresa fra Pomarance e il Casino del Bulera. E' questa una tipica struttura da sprofondamento; la sua formazione è evidentemente collegata a moti differenziali localizzabili fra l'area sprofondata di Pomarance e quella rialzata della zona della Rocca di Sillano.

Non caratteristiche dell'assetto più frequente dei sedimenti neoautoctoni toscani sono invece le pieghe concentriche a raggio di curvatura piuttosto piccolo e

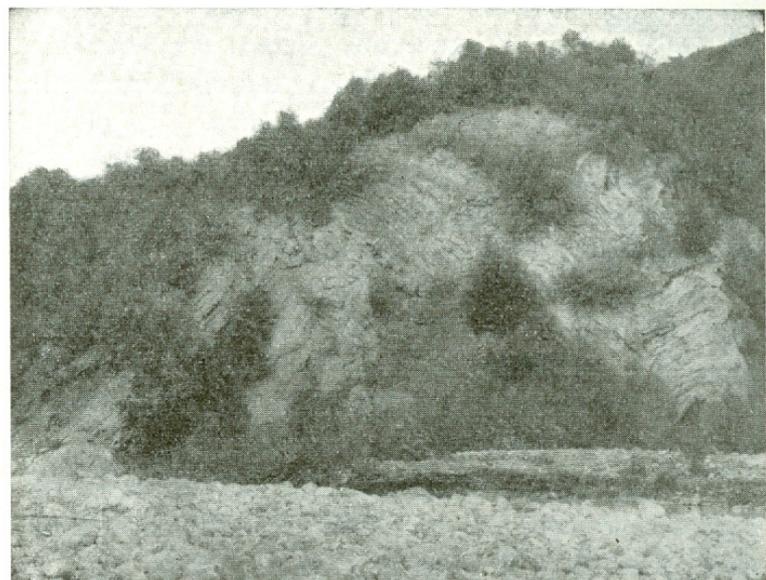


Fig. 14 - Le pieghe nella formazione gessifera nella zona compresa fra il T. Racquese e il Podere Stillano.

distanze assiali di pochi metri, rappresentate in fig. 14 che appaiono nella formazione gessifera nell'affioramento compreso fra il T. Racquese e il Podere Stillano nella parte centro occidentale della Carta geologica.

Queste pieghe rappresentano strutture minori di un'area particolarmente tettonizzata nella quale un sistema di ondulazioni ad ampio raggio e a direzione appenninica, che ha interessato tutte le formazioni del Miocene sup. ad eccezione del livello superiore (m_a^5), è tagliato da una importante faglia a direzione NS che mette a contatto le prime con il substrato alloctono (si veda la Carta geologica).

Da un punto di vista più generale, osservazioni di dettaglio sui contatti fra le diverse formazioni eseguite in tutta l'area della Carta geologica hanno permesso di ricostruire l'esistenza di ondulazioni a raggio di curvatura assai ampio in tutti i sedimenti del Miocene sup., progressivamente attenuate dai più profondi fino ai superiori; anche le argille del Pliocene inf. sono leggermente ondulate. I conglomerati del Pliocene inf. appaiono leggermente piegati in sinclinale solo nella zona del Casino del Bulera, cioè in un'area di marcata subsidenza. Le ondulazioni sono maggiori in alcune aree localizzate ai margini del bacino.

L'origine di queste ondulazioni può essere attribuita ai dislivelli che si determinavano nelle diverse parti del fondo del bacino in subsidenza.

Per le piccole pieghe concentriche della zona compresa fra il T. Racquese e il Podere Stillano sembra più opportuno invocare distacchi gravitativi di alcuni frammenti di serie avvenuti in ambiente piuttosto superficiale lungo piani di strato nella plastica formazione dei gessi.

Età delle strutture della tettonica tardiva.

In mancanza di sedimenti quaternari di una certa importanza e di sedimenti del Pliocene sup., sicuramente datati, il momento nel quale la zona in studio ha assunto l'assetto strutturale attuale resta un poco vago, ma corrisponde comunque al sollevamento generale cui la maggior parte della Toscana Marittima è stata sottoposta a partire dall'inizio del Pliocene sup., fino a tutto il Quaternario.

I sedimenti del Pliocene medio sono chiaramente tagliati dalle faglie, ciò che documenta un'attività tettonica posteriore o, al massimo, contemporanea.

I calcari arenacei del Pliocene medio del grande affioramento compreso tra Pomarance e il Casino del Bulera sormontano, senza esserne interessati, lo spec-

chio di una faglia che si imposta nelle sottostanti formazioni del Miocene sup. e Pliocene inf..

Le strutture sepolte al di sotto dei *Graben* del Pogio la Pertica e di Pomarance - S. Dalmazio documentano, sia nelle faglie che nelle pieghe, un'attività compresa entro il Miocene sup..

Sull'inizio della fase tettonica tardiva nell'area in esame e nella Toscana Marittima già mi sono intrattenuto nelle osservazioni generali della stratigrafia del Neoautoctono e posso qui riassumere che è riferibile almeno al Messiniano inf..

E' così risultato nell'area esaminata uno sviluppo della tettonica di distensione in generale continuo a partire almeno dal Miocene sup., ma frazionato in alcune particolari strutture nelle quali è documentato l'arresto dell'attività in tempi diversi a seconda dei casi.

Nello sviluppo tettonico generale si sono quindi inseriti movimenti settoriali con spiccata fisionomia particolare che possono essere riconosciuti specialmente con la ricostruzione delle variazioni paleogeografiche.

Sviluppo paleogeografico dal Miocene sup. dell'area compresa nella Carta geologica.

La ricostruzione della distribuzione attuale dei sedimenti lacustri del Miocene sup. richiede di sommare le aree degli affioramenti (cioè di esistenza sicura di questi sedimenti) con quelle nelle quali, pur affiorando le formazioni gessifere e quelle del Pliocene, si può pensare ad una loro esistenza in profondità (zone di esistenza incerta). Come è ovvio nel secondo caso la supposizione dell'esistenza dei sedimenti lacustri al di sotto di altri più recenti sarà tanto più verosimile quanto più potrà basarsi sull'interpolazione di affioramenti vicini. Sarà bene tenere presente in questa stima che anche in quest'ultimo caso i dati di numerosi sondaggi hanno rivelato la mancanza insospettabile di queste formazioni.

La distribuzione attuale dei sedimenti lacustri del Miocene sup. non si può considerare nota nei dettagli ma solamente in linea di massima.

Le incertezze aumentano notevolmente nella ricostruzione della distribuzione originaria di questi sedimenti. La semplice interpolazione delle aree comprese fra le diverse zone di affioramento non si può considerare lecita. Infatti, servendosi esclusivamente di questo metodo, bisognerebbe considerare come originariamente occupata dal bacino lacustre anche l'area compresa nell'ampio cerchio fra Larderello, Monteroton-

do M.mo, Prata, P.gio Fogari, M. Gabbro, cioè in tutta la regione che culmina ne « le Cornate di Gerfalco » e nel P.gio di Montieri.

In tal caso tutta l'area della Carta geologica sarebbe in origine stata coperta dai depositi lacustri del Miocene sup..

D'altra parte l'uniformità delle serie lacustri anche in località a notevole distanza e la presenza attuale di affioramenti piccolissimi dispersi anche in aree piuttosto distanti dai maggiori (a quest'ultimo proposito per l'area della Carta geologica si rintraccino i piccoli affioramenti nella zona del T. Secolo e in quella della Rocca di Sillano) documenta per questi sedimenti un'estensione originaria ben più vasta della attuale.

Ritengo di poter considerare sicuramente collegati in origine il bacino di Serrazzano con quello di Volterra almeno attraverso la zona attualmente sollevata corrispondente all'alta valle del T. Secolo (area che coincide con lo spicchio SW della Carta geologica; si veda anche la fig. 7 nell'area compresa fra il P.gio dei Leccioni e il P.gio la Pertica).

Sicuramente coperta dai sedimenti lacustri del Miocene sup. fu anche l'area corrispondente all'*Horst* delle Rovine di S. Michele nella parte centrale della Carta geologica.

Piccoli affioramenti di sedimenti lacustri si trovano attualmente fin poco sotto la Rocca di Sillano, culminazione del piccolo rilievo, caratterizzato dall'affioramento di formazioni alloctone, che si estende fin qualche chilometro a SE del P.gio le Serre (si veda la fig. 7); ritengo perciò che anche questo attuale rilievo (che è per altro tutto circondato da faglie) non esistesse come tale nel Messiniano inf. e corrispondesse comunque ad un'area completamente sommersa dalle acque del lago.

Dopo queste precisazioni già tutta l'area della Carta geologica, ad eccezione di una zona meridionale compresa circa fra Larderello e il M. S. Lucia (si veda la fig. 7) e di un piccolissimo tratto al margine centro occidentale (in corrispondenza della confluenza del Botro Caldana col T. Racquese, si consulti la Carta geologica) va considerata sommersa dal lago del Miocene sup..

Sull'oggettiva possibilità di un'estensione maggiore del lago verso Sud, cioè verso l'area attualmente più sollevata de « le Cornate di Gerfalco » - P.gio di Montieri, non dispongo attualmente di dati sufficienti; d'altra parte è questo un argomento estraneo all'oggetto di questo studio.

Ho già indicato come il primo livello dei gessi

nella grande maggioranza dell'area esaminata sia perfettamente concordante con gli strati del tetto delle formazioni lacustri e come il passaggio fra i due ambienti di sedimentazione non sia in genere segnato dalla presenza di conglomerati nè da una zona di alternanze o di sedimenti indicanti facies a salinità intermedia. Se ne può dedurre che poco prima della trasgressione marina che ha portato alla precipitazione dei gessi il bacino lacustre doveva avere ormai raggiunta una fase di notevole maturità, dimostrata anche dalla presenza, al tetto della serie, di sedimenti clastici di tipo solamente pelitico, anche la profondità delle acque è probabile che fosse stata piuttosto limitata. Partendo da queste condizioni del bacino lacustre, l'apertura verso il mare, per il cedimento o il superamento di una soglia, ha permesso il rapido aumento della salinità delle acque nel sottile specchio in origine occupato dal lago. Si può conciliare in tal modo sia la mancanza quasi assoluta di conglomerati di trasgressione che il repentino passaggio fra l'ambiente d'acqua dolce e quello evaporitico.

Una tale « sostituzione » delle acque dolci con quelle soprasalate non necessita di importanti cambiamenti paleogeografici, eccettuato ovviamente nell'area che corrispose alla soglia. Infatti la distribuzione dei sedimenti gessiferi e di quelli lacustri è ben coincidente.

Ai due livelli gessiferi in senso stretto con sedimenti ritmici legati alla subsidenza si intercala, praticamente in tutta l'area nella quale si estende la serie di Pomarance, il livello delle argille a *navicularis* che è quasi privo di gessi; dal punto di vista paleogeografico, considerato l'ambiente di sedimentazione in specchi di acqua estremamente sottili che sembrano caratteristici o almeno più comuni alle evaporiti, questa intercalazione argillosa può significare un approfondimento del bacino.

Alla deposizione del livello delle argille a *navicularis* sarebbe corrisposto il massimo della tendenza tettonica allo sprofondamento cui sarebbe seguita un'inversione del ciclo con ritorno a condizioni di profondità adatte alla precipitazione dei gessi e del salgemma (secondo livello di gessi). Questo massimo della subsidenza è caratterizzato da una piccola trasgressione che oltrepassò l'orlo del vecchio bacino lacustre (zona della confluenza tra il Botro Caldana e il T. Racquese, si veda la Carta geologica).

La tendenza ad una diminuzione della velocità di subsidenza, documentata dal secondo livello dei gessi, sembra essersi manifestata in maniera piuttosto differente fra zona e zona. E' da questo momento che è

possibile differenziare nel bacino di Volterra la serie di Saline di Volterra da quella di Pomarance, mentre, probabilmente poco prima si erano andate accentuando alcune variazioni nel braccio SW del bacino (serie del F. Cornia e del T. Milia).

Mentre nelle aree più centrali del bacino si può rintracciare questa tendenza ad una diminuzione della velocità di subsidenza, in alcuni settori più marginali del bacino stesso si dovette manifestare un sollevamento tettonico, in principio anche arealmente assai limitato. In un bacino a rapido colmamento, per l'accumulo di grandi quantità di depositi evaporitici, questa tendenza al sollevamento di alcune zone ha facilitato le emersioni parziali e quindi la suddivisione in bacini minori, il riempimento di alcuni di questi da parte di formazioni conglomeratiche di tipo deltizio (serie del Rio Guardigiano e di Montebamboli nei bacini di Cornia e di Milia; A. LAZZAROTTO, R. MAZZANTI & G. SALVATORINI 1964).

Nella parte alta della serie gessifera di Pomarance il livello conglomeratico m_a^5 (con ciottoli di gesso, di apfite porfirica e di porfido granitico) indica l'esistenza di una marcata erosione dei sedimenti gessiferi da poco deposti e di un collegamento continentale con l'area elbana, dalla quale son provenuti i ciottoli di apfite porfirica e di porfido granitico attraverso una regione emersa ancora non ben rintracciata.

La giacitura della base del livello m_a^5 (in concordanza con gli altri strati gessiferi nella parte centrale del bacino, in discordanza ai margini) è significativa di movimenti tettonici differenziali avvenuti specialmente nelle zone di sponda.

Alla fine del Miocene sup. si è andata cioè accentuando l'emersione di alcuni settori, non molto ampi ma con sollevamento ben netto e rapida erosione di tutti i sedimenti neautoctoni deposti in precedenza. Le aree quasi totalmente denudate dei sedimenti miocenici corrispondono agli attuali affioramenti delle formazioni alloctone della zona della Rocca di Sillano - Poggio le Serre (si consulti la fig. 7 e la Carta geologica), della zona corrispondente all'alta valle del T. Secolo tra i bacini di Pomarance e di Serrazzano e delle aree corrispondenti alle metà SW dei *Graben* del P. gio la Pertica e di Pomarance - S. Dalmazio. La fine del Miocene sup. è così caratterizzata da notevoli cambiamenti paleogeografici specialmente nel senso di un notevole e generale restringimento del bacino e del forte sollevamento di alcune aree limitate.

Sopra alcune di queste aree (in quella attualmente compresa fra i bacini di Pomarance e di Serrazzano

e in corrispondenza delle metà SW dei *Graben* del P. gio la Pertica e di Pomarance - S. Dalmazio) la base del Pliocene inf. è trasgressiva. Un'analoga giacitura è rintracciabile fra i Poderi Fontebagni e Stillano al margine occidentale della Carta geologica. La trasgressione del Pliocene inf. è quindi ben caratterizzata più o meno in corrispondenza del quarto SW della Carta geologica. In tutta la zona più vicina a Pomarance e a Nord del F. Cècina (conformemente alla giacitura nella zona di Saline di Volterra) non si è invece sviluppata la regressione supra-miocenica e i sedimenti del Pliocene inf. giacciono in concordanza con quelli di tetto del Miocene sup..

Per tutto il Pliocene inf. l'area SE della Carta geologica (fra Larderello e la Rocca di Sillano, più o meno in corrispondenza dell'attuale percorso del T. Pòssera) rimase emersa.

Nel Pliocene medio una nuova trasgressione, seguita ad una piccola regressione corrispondente alla parte più alta del Pliocene inf., sommerse completamente anche l'area della Rocca di Sillano o tutt'al più la ridusse ad una serie di scogli; non esistono elementi per ricostruire la linea di costa del Pliocene medio nella zona dell'attuale rilievo fra Larderello e i sedimenti pliocenici di S. Dalmazio nè, come già ho detto, esiste la possibilità di ricostruire lo sviluppo della regressione che dal Pliocene medio (Pliocene sup.?) ha definitivamente portato all'emersione della zona.

LE STRUTTURE DELLA TETTONICA PAROSSISMALE, DI TRASLAZIONE.

L'ordine nel quale i complessi alloctoni di tipo ligure giacciono l'uno sopra l'altro è già stato esposto in precedenza, è stato anche accennato alla presenza in profondità di una grande superficie di scorrimento, che coincide con le anidriti o, talora, con le filladi e quarziti del Trias sup.. Su questa superficie appoggiano, con disposizione embricata, sia il Complesso del *Flysch* calcareo-marnoso che il Complesso ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia. Il Complesso ofiolitifero superiore ricopre la Formazione di Lanciaia e rappresenta il tetto dei complessi alloctoni della zona.

Ho già esposto come alcune considerazioni di ordine generale ed altre sul carattere strettamente sintetogenetico della Formazione di Lanciaia indicano che i tre complessi dell'Alloctono ligure, che compaiono nell'area in studio, sono arrivati nella zona già accavallati l'uno sopra l'altro. La sovrapposizione diretta del Com-

plesso del *Flysch* calcareo-marnoso e di quello ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia sopra le anidriti, filladi e quarziti del Trias sup. è invece molto probabilmente conseguenza di uno sviluppo posteriore dei movimenti di traslazione.

Nell'area in esame non compaiono elementi adatti per determinare l'età di questi avvenimenti; l'unico dato importante, da questo punto di vista, riguarda le relazioni tra complessi ofiolitiferi e Formazione di Lanciaia che sono già state esposte nel capitolo della stratigrafia.

Rimangono ora da esaminare le strutture interne ai tre complessi e l'andamento delle superfici che li separano.

Per quanto riguarda questo ultimo argomento i dati a disposizione sono pochi perchè le superfici di accavallamento fra i vari complessi sono spezzate dalle faglie della tettonica tardiva, i diversi tronconi sono variamente sbalzati per cui non compare più l'insieme dell'andamento originario. E' stato possibile svolgere solamente osservazioni di dettaglio su singoli tratti di contatto; cioè è stato possibile riconoscere che il contatto di sovrapposizione del Complesso ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia sopra il Complesso del *Flysch* calcareo-marnoso appare molto netto, mentre il contatto di sovrapposizione del Complesso ofiolitifero superiore alla Formazione di Lanciaia è accompagnato da un insieme di piccole masse scompagnate a composizione mista.

Descriverò l'assetto strutturale interno dei singoli complessi separatamente a partire dal più profondo.

Le strutture del Complesso del Flysch calcareo-marnoso.

Nell'area della Carta geologica questo complesso presenta solamente la monotona formazione del *Flysch* calcareo-marnoso che è poco adatta alla ricostruzione delle strutture tettoniche.

Le direzioni e immersioni degli strati sono assai variabili, le inclinazioni si presentano con tutti i valori; nella zona a NE del P.gio Casa la Serra ho potuto riconoscere per circa 500 m un gruppo di strati rovesciati.

Ritengo che anche in questa zona di Pomarance - Larderello l'assetto tettonico di questo complesso equivalga a quanto ho potuto mettere in evidenza in località vicine nelle quali l'individuazione delle strutture è favorita dalla presenza della formazione delle « Argille con calcari a *Pithonella* » alla base del *Flysch* (A. LAZZAROTTO & R. MAZZANTI 1964; R. MAZZANTI 1966).

In queste località (zona di Frassineto e del T. Masserella) queste formazioni presentano una struttura a pieghe ribaltate, con assi a distanza dell'ordine di grandezza di circa 1 Km, con disposizione embricata e suddivisione in scaglie. Nella Tav. fuori testo delle Sezioni ho cercato di rappresentare l'insieme di questo assetto strutturale, senza ovviamente aver potuto delineare i dettagli.

Dai dati delle perforazioni è risultato che lo spessore del complesso varia fra 700-600 m nella zona meridionale della Carta geologica, fino alla completa laminazione in corrispondenza dei sondaggi più settentrionali.

Le strutture del Complesso ofiolitifero e della Formazione di Lanciaia.

In questo complesso appare evidente una netta differenza fra le strutture delle formazioni giuresi superiori - cretaceo inferiori (ofioliti - diaspri - calcari a *Calpionella* - argille con calcari palombini) e quelle della Formazione di Lanciaia paleocenico - eocenico.

Le prime hanno una conformazione estremamente complicata, caratterizzata da una diffusa suddivisione in scaglie di dimensioni variabili, che ha praticamente scompaginato una più antica disposizione a pieghe coricate. Di queste ultime sono rimaste tracce in alcuni tratti di serie a disposizione monoclinale con tendenza al raddrizzamento e al rovesciamento. Si tratta cioè di strutture analoghe a quelle rintracciate nelle stesse formazioni in altre località della Toscana Marittima, dove appaiono in condizioni di migliore conservazione specialmente nella zona frontale del rovesciamento (Monti di Castellina M.ma; P. SQUARCI & L. TAFFI 1963; M. di Canneto; R. MAZZANTI 1966).

La Formazione di Lanciaia appoggia indifferentemente sopra la serpentina, il gabbro e il diabase che mettono in risalto una di queste strutture a piega coricata nella zona della Rocca di Sillano; questa giacitura dimostra che la struttura esisteva, ed era parzialmente smantellata, già nel Paleocene medio.

L'assetto della Formazione di Lanciaia, a parte la fratturazione in blocchi dovuta alla tettonica tardiva, è piuttosto tranquillo, come bene è risultato dalla distinzione cartografica dei banchi di breccia che contiene e che costituiscono ottimi livelli guida per la ricostruzione delle strutture.

Le inclinazioni degli strati variano fra l'orizzontale e la verticale, ma non si notano in genere cambiamenti bruschi legati a strette pieghe; alcuni rovesciamenti

interessano particolari del tutto locali, più frequenti nella parte alta, e fanno parte di piccole pieghe di trascinamento originatesi in conseguenza di scorrimenti differenziali fra le masse della formazione stessa e quelle del sovrastante Complesso ofiolitifero superiore. Queste piccole pieghe possono essere contemporanee all'accavallamento di quest'ultimo (Eocene inf. - medio?), oppure anche posteriori, originatesi cioè durante le traslazioni che hanno condotto l'insieme dei complessi alloctoni liguri nella posizione attuale.

Le strutture del Complesso ofiolitifero superiore.

Anche in questo complesso appare una diffusa suddivisione delle masse rocciose in scaglie lenticolari di varie dimensioni, più minute nella parte basale, dove si mescolano ad elementi strappati alla sottostante Formazione di Lanciaia.

Nella zona fra i Poggetti e il F. Cècina (nello spicchio NE della Carta geologica) sono conservati frammenti di serie con una disposizione generale a piega coricata e con fronte rovesciata.

Di questo complesso si è conservato lo spessore maggiore di circa 300 m.

MORFOLOGIA E DEPOSITI QUATERNARI

I dintorni di Pomarance - Larderello presentano le caratteristiche proprie alle zone di media e alta collina

della Maremma Toscana; la prima corrisponde in genere alle fosse nelle quali compaiono i sedimenti neo-autoctoni, la seconda alle aree di affioramento dei complessi alloctoni.

Il reticolo idrografico ha direzione prevalentemente meridiana è cioè di tipo chiaramente conseguente dipendendo dal maggior sollevamento dell'area a Sud, mentre taglia indifferentemente in più luoghi la serie di *Horst* e *Graben* a direzione appenninica che compaiono in tutta l'area della Carta geologica.

Anche per la limitatezza dei depositi alluvionali è evidente il carattere giovanile di questa impostazione del reticolo idrografico. Se ne può dedurre che il sollevamento dell'area a Sud (le Cornate di Gerfalco - P.gio di Montieri) è molto recente.

I residui alluvionali antichi, terrazzati, sono pochi; una serie piuttosto continua si estende sulle colline dei fianchi sinistri del F. Cècina e del T. le Sellate a circa 30 m di altezza sui *Talweg* e a valle delle strette che corrispondono all'incontro di questi due corsi d'acqua con le formazioni dei complessi alloctoni.

Questi terrazzi continuano, in destra e sinistra del F. Cècina, a valle dell'area rappresentata nella Carta geologica, nella zona di Saline di Volterra (R. MAZZANTI, P. SQUARCI & L. TAFFI 1963) e, oltre le strette di Ponteginori, nella zona del Casino di Terra formando il maggior complesso terrazzato di tutta la Val di Cècina. Il suo significato cronologico non è ancora ben chiarito.

Le coltri di detrito e gli accumuli di frana sono

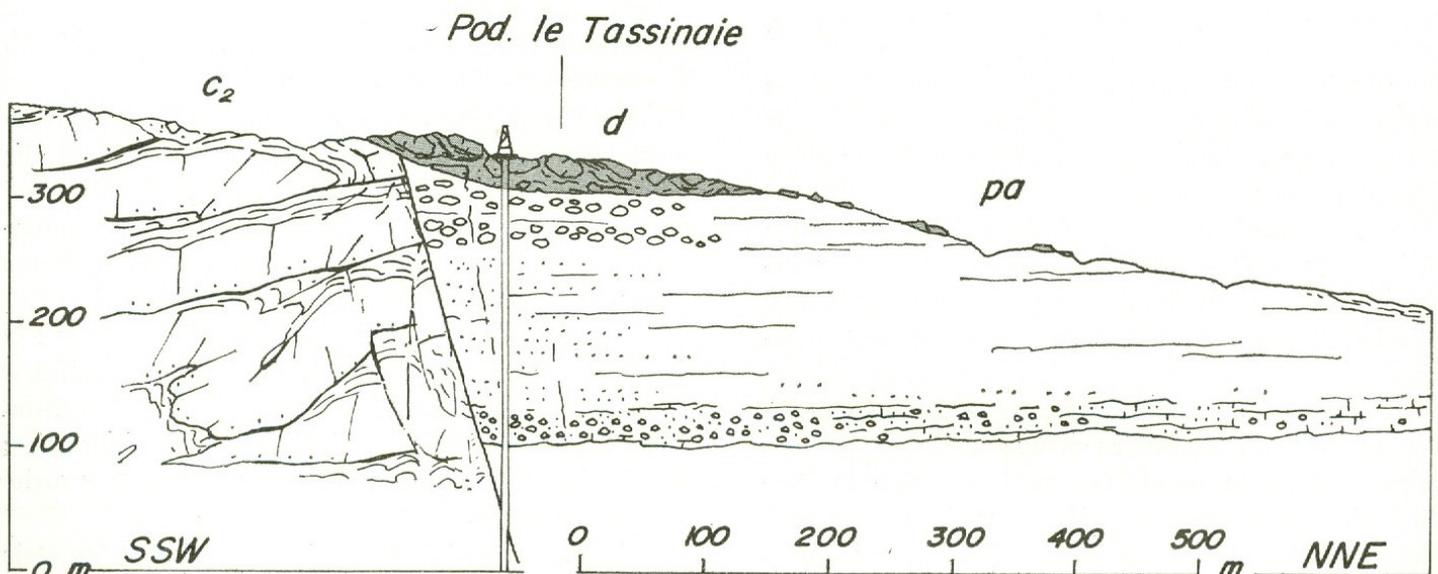


Fig. 15 - Materiali di frana (in grisé) nella zona del Podere le Tassinaie messi in evidenza da un sondaggio; c₂ Flysch calcareo-marnoso, pa argille plioceniche.

frequenti in corrispondenza di tutte le formazioni che compaiono nella zona.

Le frane di dimensioni maggiori hanno tratto origine dalle formazioni delle argille con calcari palombini e del *Flysch* calcareo-marnoso, per il loro assetto tettonico fortemente scompaginato e per la costituzione in alternanze di strati rigidi e plastici.

Specialmente interessanti sono due frane legate a quest'ultima formazione: una perchè è datata al Pliocene inf. essendo compresa in sedimenti di questa età (fra Larderello e il P.gio la Pertica); l'altra (in corrispondenza del Podere le Tassinaie) perchè è stata documentata dal sondaggio 20 che, dopo aver attraversato 25 m di materiali del *Flysch*, ha incontrato 200 m di sedimenti pliocenici e, quindi, le formazioni in posto del *Flysch* stesso (si veda la fig. 15).

Queste frane orlano praticamente tutti gli sbalzi della morfologia, originati da movimenti piuttosto recenti delle faglie; si trovano quindi particolarmente accentrate ai margini dei *Graben*, a ridosso delle formazioni neoautoctone.

Frane per crollo sono frequenti nelle pareti più ripide delle ofioliti e in certe pareti con strati disposti a reggipoggio nel calcare pliocenico di Pomaranace.

Frane per smottamento compaiono nelle argille, specialmente in quelle plioceniche.

Dattiloscritto consegnato l'8 ottobre 1966.

Ultime bozze restituite il 24 ottobre 1966.

OPERE CITATE

- BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) - *La stratigrafia della Valle di Roccaferara (Appennino Parmense)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **102** (2). Milano.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa della carta della distribuzione geografica della formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (4). Pisa.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - F° 112 - Volterra (1965). Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - F° 113 - S. Casciano in Val di Pesa (1906). Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - F° 119 - Massa Marittima (1906). Roma.
- CATALDI R., STEFANI G. & TONGIORGI M. (1963) - *Geology of Larderello region (Tuscany): Contribution to the study of the geothermal basins*. Nuclear Geology on Geothermal Areas. Spoleto. sp. 9th 13th 1963. Pisa.
- CERRINA FERONI A. & MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della parte meridionale dei Monti Livornesi in Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **73** (2). Pisa.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2). Pisa.
- GIANNELLI L., LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1965) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima, 2. - Studio geologico e micropaleontologico di una sezione fra Sassetta e Monteverdi Marittimo (F° 119 - Massa Marittima)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3). Pisa.
- GIANNINI E. (1955) - *Geologia dei Monti di Campiglia Marittima (Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **74**. Pisa.
- GIANNINI E. (1957) - *I fossili dell'arenaria di Manciano (Grosseto)*. Palaeontographia Italica, **51** (n. ser. XXI). Pisa.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1959a) - *Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana Marittima*. Boll. Soc. Geol. It., **77** (2). Pisa.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1959b) - *Stratigrafia neogenica toscana. I: L'arenaria elveziana di Ponsano (Volterra)*. Boll. Soc. Geol. It., **77** (2). Pisa.
- GIANNINI E. (1960) - *Studio di alcune sezioni stratigrafiche nel Miocene superiore delle Colline Livornesi ed osservazioni sui caratteri e sui limiti del Messiniano in Toscana*. Giornale di Geologia, **28**. Bologna.
- GIANNINI E. (1962) - *Geologia del bacino della Fine (province di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2). Pisa.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1962) - *Les phases tectoniques néogènes de l'orogénèse alpine dans l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Géol. Fr., 7 série, **4**.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della falda toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2). Pisa.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1964) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. 1. - Studio geologico e micropaleontologico di tre sezioni fra le valli di Milia e di Cornia (F° 119, tavoletta di Frässine)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2). Pisa.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & SALVATORINI G. (1964) - *Stratigrafia neogenica toscana: Esame geologico e micropaleontologico di alcune sezioni del complesso neoautoctono delle valli di Cornia e di Milia (Province di Pisa e Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4). Pisa.
- LAZZAROTTO A. (1965) - *Carta geologica della zona compresa fra l'alta Val di Cornia e il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto)*. Litografia Artistica Cartografica. Firenze.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1965a) - *Stratigrafia neogenica toscana: Studio geologico di tre sezioni del complesso neoautoctono di Pomaranace e Castelnuovo di Val di Cècina (Provincia di Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3). Pisa.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1965b) - *Sulle caratteristiche di alcune strutture tettoniche frequenti nelle formazioni neoautoctone delle alte valli dei fiumi Cècina, Cornia e Milia*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5). Pisa.
- LAZZAROTTO A. (1966) - *Studio di una microfauna paleocenica nella Formazione di Lanciaia*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **73** (2). Pisa.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1966) - *Studio geologico e micropaleontologico di una sezione tra Castelnuovo di Val di Cècina e Monte Gabbri (in provincia di Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **73** (2). Pisa.
- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **13**. Roma.

- MARINELLI G. (1955) - *Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **62** (2). Pisa.
- MAZZANTI R. (1961) - *Geologia della zona di Montaione tra le valli dell'Era e dell'Elsa (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2). Pisa.
- MAZZANTI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1963) - *Geologia della zona di Montecatini Val di Cècina in provincia di Pisa*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2). Pisa.
- MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della zona di Monteverdi Marittimo-Canneto (in provincia di Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **73** (2). Pisa.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1). Pisa.
- OGNIBEN L. (1957) - *Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. descr. Carta Geol. d'It., **33**. Roma.
- RAGGI G. (1964) - *Geologia della Val di Taro a Sud-Ovest di Bedonia*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2). Pisa.
- RUGGIERI G. (1954a) - *Il lembo parautoctono di Montebello (Val Marecchia)*. Boll. Serv. Geol. It., **75**. Roma.
- RUGGIERI G. (1954b) - *Resultati della campagna di rilevamento 1953*. Boll. Serv. Geol. It., **75**. Roma.
- RUGGIERI G. (1955) - *Contributo alla conoscenza della Geologia della Repubblica di S. Marino*. Giornale di Geologia, **25** (2). Bologna.
- RUGGIERI G. (1957) - *L'arrivo delle argille scagliose sul margine padano dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (1). Roma.
- RUGGIERI G. (1958) - *Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia*. Lav. Ist. Geol. Palermo, Atti Ac. Sc. e Arti Palermo, **17** (1). Palermo.
- SIGNORINI R. (1940) - *Sulla tettonica dell'Appennino Romagnolo*. Rend. r. Acc. It., Classe Sc. fis. e mat., **1** (7). Roma.
- SIGNORINI R. (1946a) - *Il lembo di ricoprimento del M. Fumaiolo nell'Appennino Romagnolo*. Rend. r. Acc. Lincei, Classe Sc. fis. mat. e nat., **1** (8). Roma.
- SIGNORINI R. (1964b) - *Il lembo di ricoprimento del M. Corno e del Carnaio nell'Appennino Romagnolo*. Rend. r. Acc. Lincei, Classe Sc. fis., mat. e nat., **1** (8). Roma.
- SIGNORINI R. (1957) - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (1). Roma.
- SIGNORINI R. (1962) - *Comunicazione al Convegno Sociale della Soc. Geol. It. del 13/14 dicembre 1962*. Roma.
- SIGNORINI R., CENTAMORE E. & CONATO V. (1963) - *La Formazione di Lanciaia in Val di Cècina*. Boll. Serv. Geol. It., **84**. Roma.
- SIGNORINI R. (1964) - *Sguardo d'insieme alla Geologia della Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1). Bologna.
- SQUARCI P. & TAFFI L. (1963) - *Geologia della zona di Chianni - Laiatico - Orciatico (Provincia di Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2). Pisa.
- STEFANINI G. (1935) - *Il complesso eruttivo di Orciatico e Montecatini in provincia di Pisa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **44**. Pisa.
- TAVANI G. (1954) - *Fossili del Macino di Calafuria (Livorno)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **61**. Pisa.
- TAVANI G. & TONGIORGI M. (1963) - *La fauna miocenica delle « Arenarie di Ponsano » (Volterra, Provincia di Pisa)*. I Parte: *Lamellibranchiata*. Palaeontographia Italica, **58** (n. ser. XXVIII). Pisa.
- TREVISAN L. (1951) - *Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene della Val di Cècina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1). Pisa.
- TREVISAN L. (1954) - *Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **62** (1). Pisa.
- VALDUGA A. (1960) - *Note al rilevamento geologico dei dintorni di Gerfalco e di Travale*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (2). Pisa.
- ZANZUCCHI G. (1961) - *Studio geotettonico sul flysch della Val Baganza (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (3). Roma.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *La Geologia dell'alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1). Bologna.