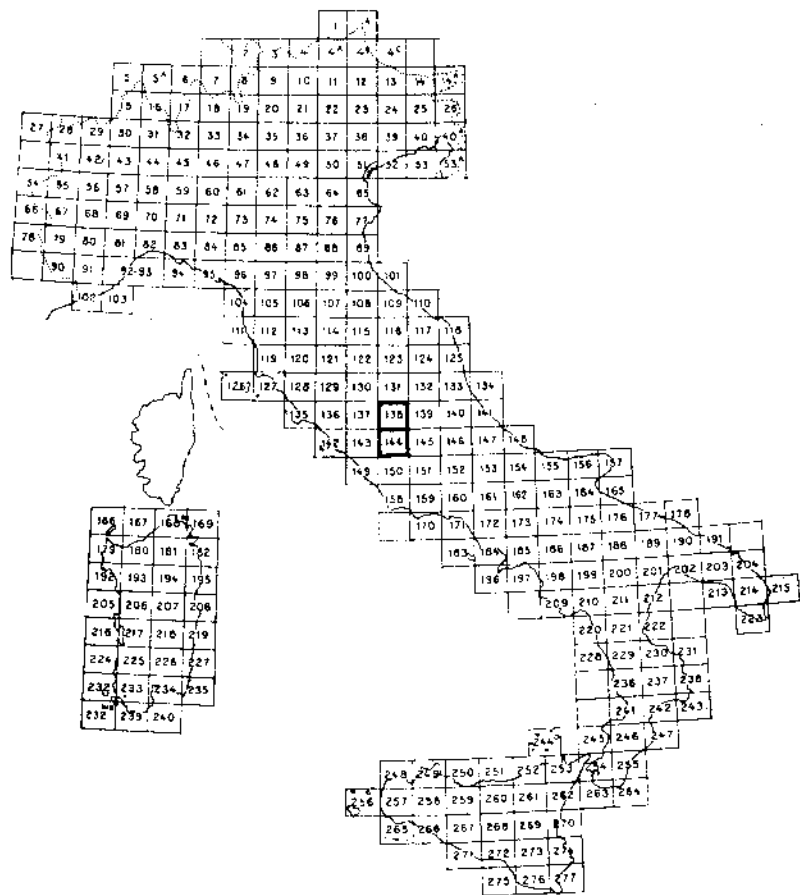


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE

della

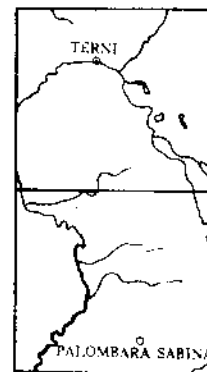
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1:100.000

FOGLI 138-144

TERNI-PALOMBARA SABINA

CHIOCCHINI M., MANFREDINI M., MANGANELLI V., NAPPI G.,
PANNUZI L., TILIA ZUCCARI A., ZATTINI N.



SPOLETO
ARTI GRAFICHE PANETTO & PETRELLI
1975



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE

della

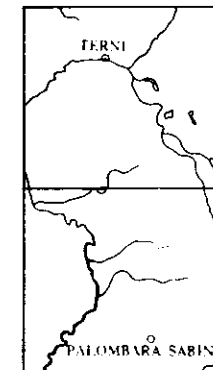
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1:100.000

FOGLI 138-144

TERNI-PALOMBARA SABINA

CHIOCCHINI M., MANFREDINI M., MANGANELLI V., NAPPI G.,
PANNUZI L., TILIA ZUCCARI A., ZATTINI N.



SPOLETO

ARTI GRAFICHE PANETTO & PETRELLI

1975

SOMMARIO

I - INTRODUZIONE	Pag. 9
II - CENNI STORICI	» 11
III - QUADRO GEOLOGICO GENERALE	» 13
IV - STRATIGRAFIA	» 15
TRIAS - MIOCENE	» 15
<i>Dolomie, calcari dolomitici e marne (T⁶)</i>	» 15
<i>Calcarea massiccio (G²⁻¹)</i>	» 16
<i>Corniola (G⁴⁻²; G³⁻²); Calcari dolomitici (G_d³⁻²)</i>	» 19
<i>Rosso ammonitico (G⁵⁻⁴)</i>	» 20
<i>Calcari dolomitici (G⁸⁻⁶)</i>	» 21
<i>Scisti ad Aptici (G¹⁰⁻⁶); Calcari selciferi (G⁹⁻⁶; G_c¹⁰⁻⁶); Diaspri (G¹⁰⁻⁹; G_s¹⁰⁻⁶)</i>	» 22
<i>Maiolica (C³-G¹¹)</i>	» 25
<i>Marne a fucoidi (C⁵⁻⁴)</i>	» 26
<i>Scaglia rossa (E²-C⁶)</i>	» 27
<i>Scaglia cinerea (M¹-E³); Marne e brecciole (M¹-E²)</i>	» 31

<i>Bisciaro (M³⁻¹); marne, calcari detritici e marne arenacee (M²); calcari detritici e marne (M³) . . .</i>	Pag.	32
<i>Marnoso-arenacea (M⁴⁻³)</i>	»	33
PLIOCENE - PLEISTOCENE	»	34
<i>Conoidi antiche (dt¹)</i>	»	34
Depositi marini	»	35
<i>Calcareniti, calciruditi, calcari organogeni (Q^{2-P})</i>	»	35
<i>Sabbie argillose e depositi concrezionari (Q²⁻¹, tr¹); Argille e sabbie (Q²⁻¹, P³)</i>	»	36
Depositi lacustri	»	38
<i>Depositi lacustri di Terni (la¹, lc¹, tl, la², lc²)</i>	»	38
<i>Depositi lacustri di Rieti (I_R); conglomerati (qc)</i>	»	39
<i>Bacini lacustri minori (I)</i>	»	40
Depositi continentali	»	41
<i>Terrazzi fluviali (f¹; qat¹; f²; qat²; f³-fl¹)</i>	»	41
<i>Terreni palustri (ql¹)</i>	»	42
<i>Travertini (tr²); travertini e depositi travertinosi (qtr, qts)</i>	»	42
<i>Detrito e conoidi recenti (dt²)</i>	»	43
FORMAZIONI VULCANICHE	»	43
Prodotti dei Vulcani Sabatini	»	48
<i>Lava microvescicolata trachitica di Morlupo (τ)</i>	»	48
<i>Tufi granulari; tufi pisolitici (ϑ^T)</i>	»	49
<i>Colata di tefrite leucitica di Valle Linda (ϑ)</i>	»	49
<i>Agglomerato caotico. Tufi, tufiti (ϑ_T¹)</i>	»	50

<i>Ignimbrite (s.l.) tefritico-leucitica (τ_T^W)</i>	Pag.	51
<i>Cono di scorie di C. Francalancia (ϑ¹, sc¹)</i>	»	52
<i>Ignimbrite fonolitico-tefritica a leucite (τϕ^W)</i>	»	53
<i>Diatomiti (d)</i>	»	54
<i>Alternanze di tufi e paleosuoli (β^T)</i>	»	54
<i>Ignimbrite tefritico-leucitica (ϑ^W)</i>	»	55
<i>Lapilli, ceneri e scorie di M. S. Silvestro-M. Rosi (sc²)</i>	»	56
Prodotti dei Vulcani Cimini o Vicani	»	57
<i>Tufi gialli (t¹)</i>	»	57
<i>Tefrite leucitica (Borghetto) (β₁; Λϑ)</i>	»	58
<i>Ignimbrite tefritico-fonolitica (t²; ϑϕ^W)</i>	»	58
Prodotti del Vulcano Laziale	»	59
<i>Tufi incoerenti (Λ^T)</i>	»	59
<i>Piroclastite leucitica (Λ_T¹)</i>	»	59
Vulcaniti di Cupaello e della Valle dell'Aniene	»	60
<i>Kalsilite-melilitite di Cupaello (β_m); tufi grigi (t)</i>	»	60
<i>Ignimbrite leucitica (Λ^W)</i>	»	61
Vulcaniti di provenienza mista	»	63
<i>Materiale di disfacimento dei tufi (e); Tufi pedogenizzati (tps, tpt, dtf)</i>	»	63
OLOCENE	»	63
<i>Terrazzi fluviali (a-fl²; qa; a¹, lp)</i>	»	63-66
<i>Depositi palustri (ql²)</i>	»	66
<i>Detrito (dt³, dt)</i>	»	66
<i>Terre rosse e detriti (qr); coperture eluviali e colluviali (qe)</i>	»	66

V - TETTONICA	Pag.	67
GENERALITÀ	»	67
ANALISI DELLE STRUTTURE	»	70
1) <i>M. Soratte, M. Cornicolani</i>	»	71
2) <i>M. Lucretili</i>	»	73
3) <i>M. Carseolani</i>	»	76
4) <i>Catena Amerina (settore SE)</i>	»	77
5) <i>Torrente Aia</i>	»	78
6) <i>M. Martani (settore meridionale)</i>	»	78
7) <i>M. di Battiferro e M. Sabini</i>	»	78
8) <i>M. di Fara in Sabina</i>	»	80
9) <i>M. di Labro e di Montenero in Sabina</i>	»	82
10) <i>M. Reatini (tra Monteleone di Spoleto e Cittaducale)</i>	»	83
VI - CARSISMO	»	89
VII - GEOLOGIA APPLICATA	»	93
RISORSE MINERARIE	»	93
CAVE	»	95
IDROGEOLOGIA	»	97
VIII - BIBLIOGRAFIA	»	101

I — INTRODUZIONE

Il rilevamento geologico per la seconda edizione del foglio Terni è stato eseguito da due gruppi di rilevatori: il primo costituito dai geologi G. FRANCONI e O. GIROTTI sotto la direzione di B. ACCORDI dell'Istituto di Geologia dell'Università di Roma, il secondo dai geologi V. MANGANELLI, L. PANNUZI, G. PERRELLA e N. ZATTINI sotto la direzione di M. MANFREDINI del Servizio Geologico d'Italia.

Il primo gruppo ha rilevato una zona, corrispondente a circa 4 tavollette, posta all'estremità nordoccidentale del foglio, il secondo gruppo la rimanente area.

Le analisi micropaleontologiche di questa seconda parte del rilevamento sono state eseguite da V. CONATO, A. GANDIN, M. RUSCELLI e A. TILIA-ZUCCARI.

Il rilevamento della seconda edizione del foglio Palombara Sabina è stato eseguito per le formazioni pre-pleioceniche da M. MANFREDINI, V. MANGANELLI, L. PANNUZI e N. ZATTINI sotto la direzione di M. MANFREDINI; le formazioni pleioceniche e quaternarie erano state precedentemente rilevate da W. BRUGNER, A. JACOBACCI, U. PERNO e A. VALDINUCCI.

Per quanto riguarda le formazioni vulcaniche un primo rilevamento eseguito da W. BRUGNER, A. JACOBACCI, U. PERNO, A. VALDINUCCI, è stato parzialmente rielaborato, coordinato e interpretato da G. NAPPI, alla luce delle recenti conoscenze sul vulcanismo laziale.

Le analisi micropaleontologiche delle formazioni sedimentarie del foglio Palombara Sabina sono opera di M. CHIOCCHINI, A. GANDIN ed A. TILIA-ZUCCARI, mentre lo studio petrografico delle formazioni vulcaniche è stato compiuto da G. NAPPI.

Il rilevamento del foglio Terni si è svolto con continuità negli anni 1964-1967; il rilevamento del foglio Palombara Sabina, iniziato nel 1952, è stato sospeso e successivamente ripreso e portato a termine nel 1967-1968.

La prima edizione del foglio Terni, rilevato da B. LOTTI tra il 1900 ed il 1906, malgrado differenze interpretative ed attribuzioni imprecise derivanti dal livello generale delle conoscenze geologiche dell'epoca, ha rappresentato un'ottima base orientativa per la nuova edizione; il foglio Palombara Sabina, rilevato da P. ZEZI, L. BALDACCI, E. CORTESE, E. PERONE e P. MODERNI e pubblicato nel 1888, date le scarsissime conoscenze dell'epoca sulla geologia dell'Appennino, ha un interesse quasi unicamente storico.

È stato ritenuto opportuno riunire in un unico fascicolo l'illustrazione della geologia dei due fogli adiacenti Terni e Palombara Sabina, sia perché vi si trovano formazioni geologiche di uguale facies, sia perché le strutture tettoniche, orientate generalmente in direzione meridiana, si prolungano con continuità da un foglio all'altro.

II — CENNI STORICI

La letteratura geologica relativa ai fogli Terni e Palombara Sabina comprende un notevole numero di pubblicazioni, in massima parte risalenti a molte decine di anni fa; fra gli AA. più rappresentativi sono da ricordare: CLERICI, DE ANGELIS D'OSSAT, PONZI, TERRENZI, TUCCIMEI e VERRI, i quali hanno trattato argomenti vari, per lo più di carattere locale.

Un lavoro fondamentale, che riveste ancora un notevole valore per l'accuratezza delle descrizioni e per la felice intuizione di molti problemi geologici, è la « *Descrizione geologica dell'Umbria* » di LOTTI (1926), nella quale l'Autore rielabora e coordina le sue numerose note sulla geologia dell'Umbria, pubblicate durante il lungo periodo di attività come rilevatore. In questa opera la geologia relativa al foglio Terni è accuratamente descritta ed esaminata, mentre quella riguardante il foglio Palombara Sabina, in posizione marginale rispetto al tema regionale illustrato, è solo brevemente accennata.

Numerosi lavori sono stati dedicati, soprattutto al terziario dell'Umbria, da PRINCIPI.

Un'altra opera di carattere regionale, è la memoria di MERLA (1938) intitolata « *Il Tevere: geologia e permeabilità dei terreni del bacino* ». In quest'opera l'Autore interpreta criticamente e coordina le conoscenze geologiche dell'epoca, delineando un ampio quadro della geologia, della paleogeografia e dell'evoluzione tettonica del bacino del F. Tevere, comprendente fra l'altro anche le aree ricoperte dai fogli Terni e Palombara Sabina.

Fra le note recenti, che affrontano i problemi geologici relativi alle formazioni pre-plioceniche, si possono ricordare quelle di MAXIA (1941-1959), riguardanti le aree dei monti Lucretili e Cornicolani, quella di SIRNA (1968) che illustra accuratamente gli affioramenti del Trias superiore posti sul versante orientale della Catena Amerina, a NW di Narni, e le pubblicazioni di FARINACCI (1969-1970), MANFREDINI & MANGANELLI (1969), COLACICCHI, PASSERI & PIALLI (1970) che, partendo dallo studio stratigrafico di località comprese in parte nei due fogli in esame, elaborano nuovi schemi sull'evoluzione tettonica dell'area di facies umbra.

Il recente lavoro di CENTAMORE, CHIOCCHINI, DEIANA, MICARELLI & PIERUCCINI (1971), anche se riferito ad aree del bacino umbro poste più a N del foglio Terni, porta un notevole contributo alle conoscenze stratigrafiche e tettoniche delle formazioni di facies umbra ed è risultato utile anche per la interpretazione della zona compresa nei fogli interessati dalla presente nota.

Le formazioni pliocenico-quadernarie della valle del F. Tevere, fra la fine del secolo scorso e l'inizio dello attuale, sono state oggetto di innumerevoli pubblicazioni (CERULLI-IRELLI, DE ANGELIS D'OSSAT, MELI, PONZI, ecc.), delle quali molte riguardanti direttamente o indirettamente i due fogli in esame.

I recenti lavori di BONADONNA (1963 - 1969) eseguiti con l'ausilio dei moderni metodi di indagine, hanno ripreso in esame i problemi stratigrafici riguardanti le formazioni plio-pleistoceniche del Lazio, rielaborando e coordinando i lavori precedenti.

Recenti note sul vulcanismo laziale, che più o meno direttamente interessano le vulcaniti del foglio Palombara Sabina, sono quelle di SCHE-RILLO (1940), MITTEMPERGER & TEDESCO (1963), LOCARDI (1965), MARINELLI & MITTEMPERGER (1966), MARINELLI (1967), VENTRIGLIA & SONAGLIA (1969), VENTRIGLIA & MATTIAS (1970).

Una descrizione dell'apparato vulcanico sabatino, che integra e completa quella contenuta nella presente pubblicazione, si trova nelle Note Illustrative del F° 143 Bracciano (1971) preparate da BERTINI, D'AMICO, TAGLIAVINI & VERNIA.

III — QUADRO GEOLOGICO GENERALE

Nei fogli Terni e Palombara Sabina è compreso il settore meridionale della miogeosinclinale umbra (indicata nello schema della distribuzione delle facies nel F° 144 con " U "), dove questa tende a restringersi fra la dorsale subsidente abruzzese¹ ad oriente (compresa nel vicino F° 145 Avezzano) e la dorsale tiberina stabile (indicata con " T ") ad occidente, confluenti fra di loro all'altezza di Roma. La zona di transizione tra facies umbra e facies abruzzese si trova nel settore orientale del F° 144 (indicata con " U-A "), con orientamento circa meridiano lungo i versanti sinistro e destro del T. Licenza a S e del F. Turano a N, cioè circa ad E dell'allineamento Rocca Sinibalda - Orvinio - Mandela.

Le formazioni pre-plioceniche della miogeosinclinale possono considerarsi di facies umbra *s.l.*, anche se, in base alle particolari caratteristiche litostratigrafiche presenti nel Giurassico medio-superiore, si può parlare di facies umbro-sabina. La successione di facies umbra termina superiormente con un flysch del Miocene medio, presente unicamente in lembi limitati nella parte occidentale del foglio Terni, ma affiorante estesamente più a N.

Il limite occidentale della miogeosinclinale umbra, orientato circa NNW, corre alla base del versante occidentale della Catena Amerina e dei monti Lucretili, cioè lungo l'allineamento Nera Montoro-Casperia-Poggio Mirteto-Marcellina. La dorsale tiberina, sepolta in massima parte dai depositi pliocenici e pleistocenici della valle del F. Tevere, affiora nel

¹ Comunemente indicata come « Piattaforma carbonatica ».

F° 144, in corrispondenza del M. Soratte a NE e dei monti Cornicolani a SE.

I depositi terrigeni della eugeosinclinale si trovano probabilmente nel settore SW del foglio Palombara Sabina, ad occidente della dorsale tiberina, ricoperti dai depositi sedimentari plio-pleistocenici e dalle vulcaniti pleistoceniche. Affioramenti isolati di queste formazioni si osservano, ancora più a occidente, nel finitimo F° 143 Bracciano ed inoltre sono stati ritrovati nell'area del F° 144 in piccoli lembi sul M. Soratte, in alcune gallerie e in sondaggi profondi.

La valle del Tevere può quindi interpretarsi come parte di una retrofossa molassica plio-pleistocenica, mentre le piane lacustri di Terni, Rieti e di Leonessa hanno le caratteristiche di fosse intermontane prevalentemente pleistoceniche.

Sul bordo occidentale del F° 144, in massima parte sul versante destro del F. Tevere, le vulcaniti del bordo orientale dell'apparato sabatino ricoprono le formazioni plioceniche e parte di quelle pleistoceniche.

Le formazioni pre-plioceniche affioranti nei fogli Terni e Palombara Sabina sono caratterizzate dalla presenza di successioni litostratigrafiche lacunose e condensate, passanti lateralmente a successioni continue con spessori notevolmente superiori.

Le sequenze appartenenti al primo gruppo abbracciano intervalli stratigrafici diversi e si rinvencono in quasi tutte le zone stabili o scarsamente subsidenti dei due fogli, o con continuità secondo allineamenti ben definiti (gruppo M. Cosce-M. S. Pancrazio, versante occidentale dei monti Sabini, Cima del Carpellone, M. Soratte, monti Cornicolani), o in modo discontinuo lungo uno stesso allineamento (monti Lucretili), o infine in maniera discontinua e circoscritta (M. Mazzelvetta, Cima d'Arme, fonte del Trifoglio, monti di Lisciano, monti di Fara Sabina, M. Calvo).

L'analisi della tetto-genesi sinsedimentaria connessa alle diverse situazioni permette di ricostruire l'evoluzione tettonica delle aree di geosinclinale, come verrà illustrato nel capitolo V.

IV — STRATIGRAFIA

TRIAS - MIOCENE

T⁶ — *Dolomie, calcari dolomitici e marne*. HETTANGIANO p.p. - RETICO (fogli 138 e 144).

Gli affioramenti del Trias superiore del foglio Terni sono ubicati a: Ponte Arverino-Poggio, Aravecchia e Colle Tarocco sul versante occidentale del M. San Pancrazio; Capitone sul versante orientale della Catena Amerina; valle Avanzana presso Morro Reatino; fonte del Trifoglio, M. Palloroso, M. Calcarone nel gruppo del M. Terminillo.

Nel foglio Palombara Sabina le formazioni triassiche si trovano a Fiano Romano, in corrispondenza dell'estremità sudorientale della catena del M. Soratte; a Moricone, Stazzano e Marcellina sul versante occidentale dei monti Lucretili.

I sedimenti triassici presentano facies dolomitiche in tutte le località, ad eccezione di alcuni affioramenti sul fianco occidentale di M. San Pancrazio e di fonte del Trifoglio dove sono presenti le marne.

I litotipi affioranti sono:

a) alternanze di calcari e calcari dolomitici vacuolari grigi scuri, a luoghi fetidi, rappresentati da biomicriti spesso ricristallizzate con *Triasina hantkeni* MAJZON, *Trocholina turris* FRENTZEN, *T. cfr. crassa* KRISTAN, *Frondicularia woodwardi* HOWCH., *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLMANN, *Agatamina cfr. austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLL-

MANN, accompagnati da *Angulodiscus* sp., *Thaumatoporella* sp., ostracodi, coproliti e frammenti di ofiuroidi e molluschi;

b) calcari detritici grigi ben stratificati;

c) marne calcaree, marne ed argille marnose grigie scure ed avana con resti di *Bactrillium* sp., *Frondicularia* sp., Polimorphinidae, ostracodi, gasteropodi e resti di echinodermi;

d) calcari dolomitici grigi in grossi strati talora ricchi di sezioni di *Conchodon* sp.

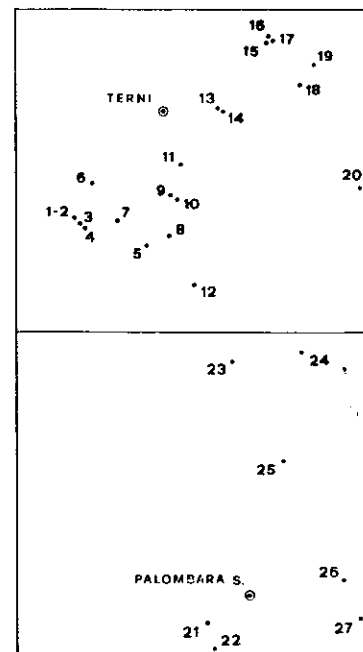
Il passaggio alla sovrastante formazione del calcare massiccio del Lias inferiore è rappresentato, nella zona di Ponte Arverino-Poggio, da un banco di calcare dolomitico grigio con frequenti resti di *Conchodon* sp. A M. Palloroso, invece, il passaggio è probabilmente rappresentato da alternanze di calcari detritici e calcari dolomitici ben stratificati talora sterili oppure caratterizzati da fauna oligotipica ad ostracodi, a volte con *Thaumatoporella* sp.; sono presenti inoltre stromatoliti, frammenti di alghe incrostanti, molluschi ed echinodermi.

La potenza affiorante della formazione dolomitica, va da 20 a 250 m circa (TAV. I - col. 1, 2, 3, 4, 20).

G²⁻¹ — *Calcare massiccio*. SINEMURIANO INFERIORE-HETTANGIANO p.p. (fogli 138 e 144).

Calcari bianchi, ceroidi o cristallini, a volte oolitici, spesso carciati; con stratificazione a grossi banchi, talvolta incerta e confusa, quasi sempre più evidente e regolare nella parte sommitale della formazione; frequenti le tracce di macrofossili, generalmente non estraibili (gasteropodi, lamelli-branchi, brachiopodi).

Talvolta alla base della formazione, per esempio a M. Palloroso (TAV. I - col. 20) e a M. Morra (nei monti Lucretili), si osservano alternanze di calcareniti biancastre con bande rosee e più raramente verdastre che verso l'alto assumono spesso una colorazione più francamente rossa e passano a calciruditi con inclusi del diametro massimo di 2 cm.



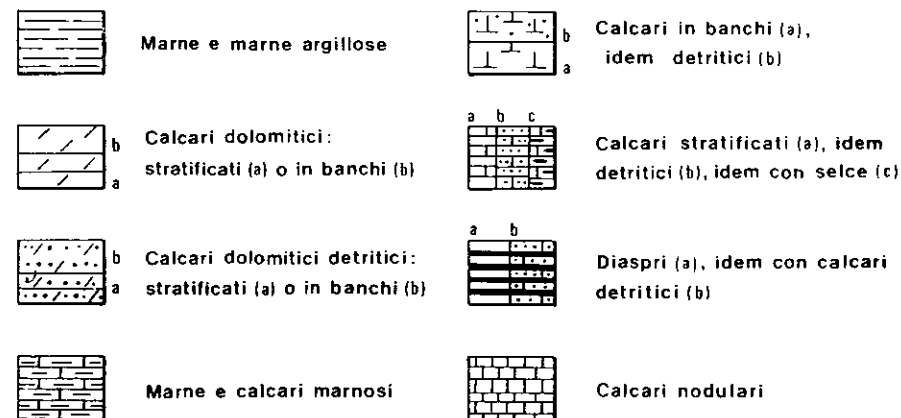
SERIE F° 138 TERNI

- 1 - P.te Arverino
- 2 - P.gio Arverino
- 3 - Strada per Poggio
- 4 - Bivio Poggio
- 5 - Configni
- 6 - Altro Canto - Poggio Macchie
- 7 - Vasciano
- 8 - Castiglione
- 9 - M. Macchialunga NW
- 10 - M. Macchialunga S
- 11 - M. Cimitelle
- 12 - M. Macchia Porrara
- 13 - 14 - M. Mazzelvetta
- 15 - 16 - 17 - M. S. Angelo
- 18 - Polino
- 19 - Salto del Cieco
- 20 - M. Palloroso

SERIE F° 144 PALOMBARA SABINA

- 21 - S. Angelo Romano
- 22 - Colle Largo
- 23 - Osteria di Tancia
- 24 - F.so di Macchia Spina
- 25 - M. Calvo
- 26 - M. Vettone
- 27 - Mandala

LEGENDA



Al microscopio la roccia si presenta come una intraspatite o intrasparrudite, con fauna ricca di individui, ma oligotipica e banale; sono presenti ostracodi, Valvulinidae, *Trocholina* cfr. *crassa* KRISTAN & TOLLMANN, oltre a *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) e *Cayeuxia piae* FROLLO.

La potenza della formazione, controllata nelle zone ove affiora il letto e il tetto, subisce notevoli variazioni: da un minimo di 25 m a Fonte del Trifoglio (a NE di Rivodutri), ad un massimo di 500-600 m, per esempio in corrispondenza del versante occidentale dei monti Lucretili.

Anche nella parte sommitale del calcare massiccio affiorante nei monti Sabini sono state individuate biofacies diverse da una località all'altra, non sempre accompagnate da particolari variazioni litologiche; vi si rinvencono intraspatiti con *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *P. barrabei* (LEB. & LEM.), Solenoporaceae, gasteropodi, lamellibranchi, idrozoi, alternate a biomicriti con *Vidalina martana* FARINACCI, *Spirillina liasica* (JONES), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), Miliolaceae. Queste associazioni permettono di estendere localmente il limite superiore della formazione al Lias medio (TAV. I - col. 5).

Negli affioramenti isolati di Colle Pietro Paolo², di M. Marcone, di M. Follettoso, ecc., ubicati nella parte centrale dei monti Lucretili e costituiti da calcari bianchi cristallini che si differenziano dal calcare massiccio tipico solo per una stratificazione più evidente, è stata individuata una microfauna attribuibile all'intervallo Dogger-Malm (« filaments », radiolari, *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina* cfr. *elongata* (LEUPOLD)).³

² Nel foglio 144 questo affioramento a differenza degli altri simili dei monti Lucretili, è stato indicato per errore con il colore della formazione corniola.

³ Lavori recenti (COLACICCHI *et al.* 1970; CENTAMORE *et al.* 1971), posteriori al rilevamento e alla pubblicazione dei due fogli geologici in esame ed interessanti zone più settentrionali nell'area di facies umbra, hanno chiarito le caratteristiche sedimentologiche del calcare massiccio, distinguendo i litotipi posti alla base delle successioni giurassiche complete e condensate. I primi indicano un ambiente subtidale con sedimenti micritici a spicole di spugne ed echinodermi; i secondi un ambiente intertidale, con frequenti livelli oolitici e stromatolitici ad alghe calcaree o a Valvulinidae, Lagénidae ed echinodermi. Questa distinzione, valida anche nei fogli Terni e Palombara Sabina, permette di documentare alcune delle ipotesi relative alla evoluzione tettonica dell'area di facies umbra formulate durante il rilevamento dei due fogli geologici.

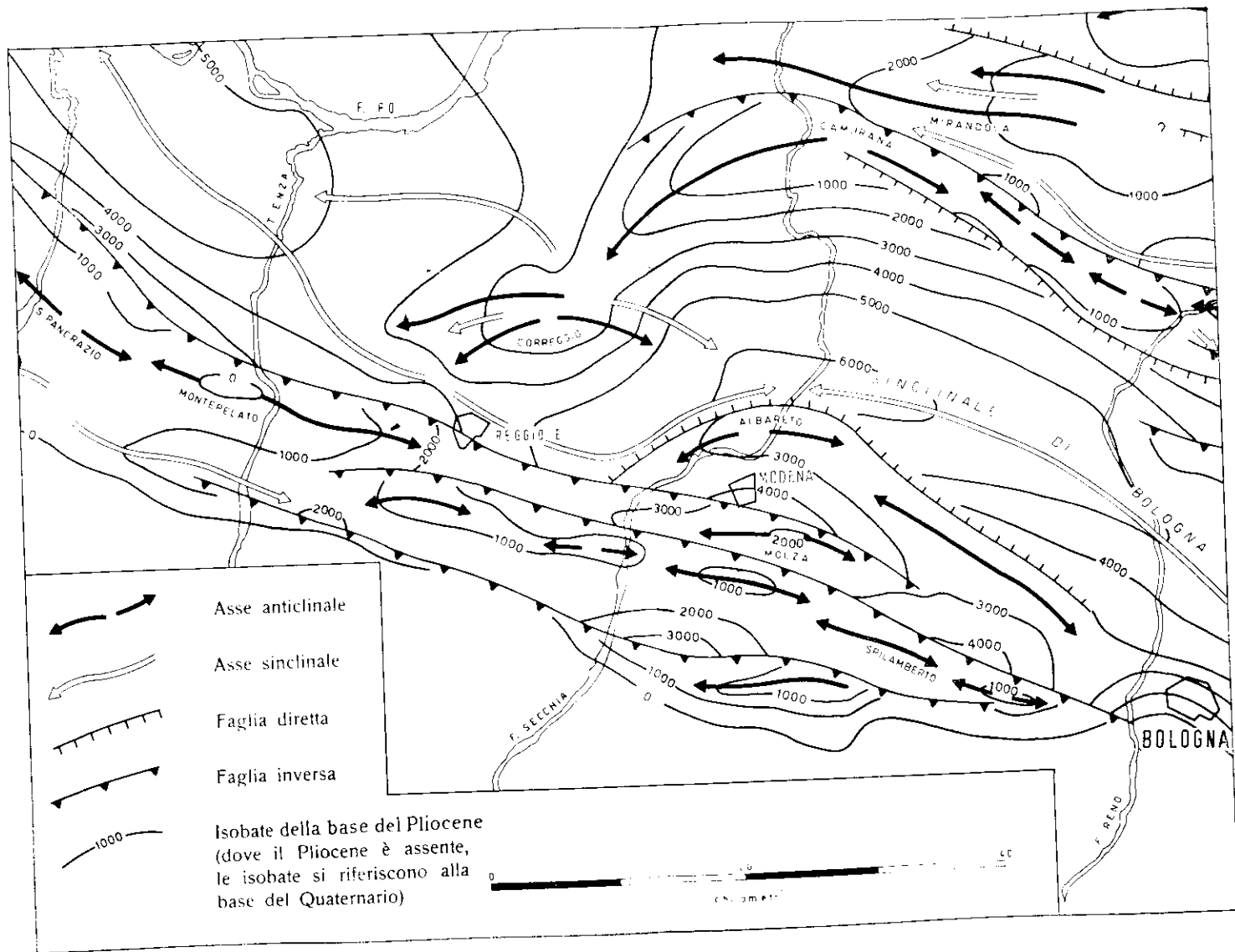


Fig. 8. - Carta schematica delle strutture profonde della zona circostante a Modena, costruita in base alle ricerche dell'AGIP MINERARIA (da « I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale », leggermente semplificata).

G^{4.2} — *Corniola*. TOARCIANO P.p.-SINEMURIANO SUP. (F° 138); G^{3.2} — *Corniola*. PLIENSBACHIANO-SINEMURIANO SUP. (F° 144); G_d^{3.2} — *Calcarei dolomitici*. PLIENSBACHIANO-SINEMURIANO SUP. (F° 144).

La corniola è rappresentata da calcari grigi ed avana regolarmente stratificati con livelli ed arnioni di selce grigia, a luoghi particolarmente abbondanti; talvolta sono presenti intercalazioni di calcari detritici con resti di crinoidi ed echinidi (« marmarone » Auct.) (TAV. I - col. 20); nei livelli sommitali si passa a calcari marnosi grigi, con sottili intercalazioni di marne e marne argillose grigie e verdastre con frequenti impronte limonitizzate di ammoniti. Mentre il passaggio alla formazione soprastante (rosso ammonitico) è graduale, ciò non avviene normalmente per il passaggio alla formazione sottostante (calcare massiccio) (TAV. I - col. 12).

La potenza della formazione è molto variabile: da pochi metri nelle zone stabili, per esempio nei monti Cornicolani, a circa 200-250 m nelle zone fortemente subsidenti, come a M. Palloroso (TAV. I - col. 20) a NE di Cantalice, o sul versante orientale dei monti Sabini.

La facies più diffusa è una micrite con radiolari, spicole di spugne, Lagenidae e frammenti di echinodermi, ai quali verso l'alto si aggiunge una notevole quantità di zoospore di *Globochaete* ed ostracodi, che preludono al passaggio graduale verso le biofacies del sovrastante rosso ammonitico. Per questo motivo nel F° 138 il limite superiore della formazione è stato esteso fino al Toarciano.

Nel M. Soratte il Lias medio è rappresentato da calcari detritici grigio-nerastri, senza selce, nei quali, alla fauna pelagica a radiolari e a spicole di spugne, si associano *Ammobaculites* sp., *Endothyra* sp., echinodermi, ecc.; una facies analoga si osserva in corrispondenza dei livelli basali dell'affioramento di corniola di Ferentillo nella Valnerina (TAV. I - col. 15, 16) e in valle Avanzana a NE di Morro Reatino.

Nei pressi di Configni (TAV. I - col. 5) il passaggio al calcare massiccio è rappresentato da alcuni banchi di calcari grigi, raramente rosei, ricchissimi di articoli di crinoidi.

Nei monti Sabini, in corrispondenza della sommità dell'affioramento di M. Mazzelvetta, presso la cascata delle Marmore ad E di Terni, si rinven-

gono delle brecciole minute, costituite da intramicriti talora oolitiche, nelle quali a grosse spicole di spugne e a frammenti di echinodermi, si accompagnano Lagenidae, *Glomospira* sp., Valvulinidae, *Spirillina* sp., cfr. *Vidalina* sp., ostracodi; nei tipi oolitici a questa associazione si aggiungono strutture algali, frammenti di molluschi e *Trocholina* sp. L'indeterminatezza della microfauna permette solo l'attribuzione generica della formazione ad un ambiente neritico e la sua probabile datazione alla parte alta del Lias medio.

Nella parte centrale dei monti Lucretili (M. Gennaro, F° 144) e a M. Palloroso e a valle Avanzana (F° 138) la base del Lias medio è costituita da calcari grigi stratificati, privi di selce, formati da intrabiomicriti talora a cemento spatice; nei clasti si rinvencono: Dasycladaceae (*Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *P. barrabei* (LEB. & LEM.) e Solenopora-ceae, oltre ad echinodermi, molluschi e foraminiferi arenacei (*Vidalina* sp., *Involutina* sp.); nel cemento micritico sono presenti rare spicole di spugne e radiolari.

A M. Calvo (TAV. II - col. 25), sulla S.S. Salaria presso il bivio per Toffia, affiora una formazione attribuibile al Lias medio, ma diversa come facies, indicata con la sigla G_d³⁻²; essa è costituita da calcari dolomitici grigiastri e da dolomie, intercalati a calcari detritici e pseudoolitici con coralli, Solenopora-ceae, *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Orbitopsella praecursor* GÜMB., *Lituosepta recoarensis* CATI.

Presso Montorio Romano, si rinvencono intercalati nella corniola, livelli conglomeratici con ciottoli di 10-20 cm di diametro.

G⁵⁻⁴ — Rosso ammonitico. AALENIANO-TOARCIANO p.p. (F° 138); AALENIANO-TOARCIANO (F° 144).

Questa formazione, generalmente in regolare successione stratigrafica sulla corniola, è talora direttamente sovrapposta al calcare massiccio, come per esempio sul versante destro del F. Nera presso Narni, a Miranda e in varie località dei monti Lucretili.

Il rosso ammonitico è rappresentato generalmente da calcari marnosi nodulari, marne ed argille marnose rosse e verdoline, a luoghi gri-

giastre, spesso con numerose ammoniti (TAV. I - col. 7, 18, 19). La roccia è essenzialmente una biomicrite, contenente zoospore di *Globochaete*, radiolari, frammenti ed embrioni di ammoniti, frammenti di aptici, ofiuroidi ed oloturoidi, oltre a Polimorphinidae e Lagenidae.

In alcune località, come a Ferentillo (TAV. I - col. 15, 16, 17) e sul versante orientale dei monti Sabini, si osservano calcari marnosi verdolini e marne argillose grigie con noduli di selce avana, contenenti la stessa microfauna; questa particolare facies è talora ricoperta da livelli di marne rosse ascrivibili a piani stratigraficamente più elevati (Baiociano, Bathoniano), come sembra deducibile dall'esame dei resti organici rappresentati da frammenti di lamellibranchi pelagici (*Posidonia* sp.), ammoniti, echinodermi, zoospore di *Globochaete*, Lagenidae, ostracodi.

Al M. Soratte, nei pressi di Sant'Oreste, affiorano calcari in grossi banchi di colore rosso carnicino, nocciola, grigio, con intercalazioni di calcari detritici contenenti numerosissimi articoli di crinoidi, ammoniti, brachiopodi, predominanti nella parte alta della formazione. Si tratta di micriti variamente ricristallizzate e spatizzate contenenti anche numerose spicole di spugne, radiolari, ostracodi, zoospore di *Globochaete*, *Spirillina* sp., *Involutina* sp., piccoli gasteropodi, Lagenidae, *Vidalina* sp., *Glomospira* sp., *Ammodiscus* sp.. La parte sommitale della formazione è costituita da micriti con frammenti di lamellibranchi pelagici (*Posidonia* sp.), riferibili al Dogger inferiore.

Nei monti di Fara Sabina il Lias superiore, sovrapposto al Lias medio, è generalmente rappresentato da un'alternanza di calcareniti e calcilutiti avana e/o grigiastre, con una facies caratteristica, nota in alcune località dell'area di transizione umbro-abruzzese (per esempio nel settore orientale del M. Terminillo compreso nel F° 139); intercalazioni calciruditiche e calcarenitiche, con elementi color arancio, si rinvencono a Pian di Rosce e M. Palloroso (TAV. I - col. 20), sul versante occidentale del M. Terminillo.

G⁸⁻⁶ — Calcari dolomitici. DOGGER (F° 144).

Nei monti Cornicolani, sovrapposto direttamente al calcare massiccio e sottostante alla maiolica, affiora un orizzonte, talora in giacitura filo-

niana, con spessore massimo di circa una decina di metri, costituito da calcari dolomitici e detritici, di colore verdastro, talora con rare intercalazioni marnose, con impronte di grosse ammoniti; la roccia, biopelmicritica, presenta cristalli di dolomite e contiene « filaments », echinodermi, radiolari, Nodosariae, ammoniti, gasteropodi, brachiopodi, rari aptici e può essere attribuita al Dogger *s.l.*

G¹⁰⁻⁶ — *Scisti ad Aptici*. KIMMERIDGIANO-BAJOCIANO (F° 138); **G⁹⁻⁶** — *Calcari selciferi*. OXFORDIANO p.p.-BAJOCIANO (F. 138); **G¹⁰⁻⁹** — *Diaspri*. KIMMERIDGIANO-OXFORDIANO p.p. (F° 138). **G_c¹⁰⁻⁶** — *Calcari selciferi*. DOGGER-MALM (F° 144); **G_s¹⁰⁻⁶** — *Diaspri*. DOGGER-MALM (F° 144).

L'intervallo stratigrafico compreso fra il Bajociano e il Kimmeridgiano presenta notevoli variazioni di facies e rapporti non uniformi con le formazioni sottostanti. È possibile distinguere due aree principali: una limitata al bordo settentrionale del foglio Terni, dove si osserva un'unica litofacies denominata comunemente dei calcari o scisti ad aptici, l'altra, che si estende in ambedue i fogli, dove è possibile individuare una parte inferiore rappresentata da calcari con selce ed una superiore costituita da diaspri.

Nel foglio Palombara Sabina i calcari con selce **G_c¹⁰⁻⁶** e i diaspri **G_s¹⁰⁻⁶**, distinti cartograficamente, sono parzialmente eteropici, in quanto, sostituendosi a vicenda, vengono talora ad occupare l'intero intervallo stratigrafico.

Nel foglio Terni i calcari con selce sono indicati con lo stesso colore degli scisti ad aptici, dai quali si differenziano cartograficamente solo per la sigla (**G⁹⁻⁶** per i calcari con selce, **G¹⁰⁻⁶** per gli scisti ad aptici).

Gli scisti ad aptici si sovrappongono in regolare successione sul rosso ammonitico; solo a NW di M. Aspra, all'estremità nordorientale del foglio Terni, essi giacciono direttamente sul calcare massiccio.

La formazione è costituita da calcari sottilmente stratificati più o meno marnosi di colore verdastro o rossastro, talora bianchi, con sottili veli di argilla e straterelli di selce avana, verdastra, o bruna. Il rapporto selce/calcare è molto variabile; la selce è quasi sempre predominante fino

a sostituirsi del tutto al calcare. Al microscopio i calcari appaiono costituiti da micriti con associazioni faunistiche diverse, che permettono la distinzione di tre biozone: la più antica con " lamellibranchi pelagici ", ammoniti e zoospore di *Globochaete*; la seconda con *Protoglobigerina* sp. e radiolari; la più recente con frammenti di aptici, *Saccocoma* e *Stomiosphaera moluccana* WANNER.

Il graduale passaggio alla sovrastante maiolica avviene mediante un livello di calcari più o meno marnosi, grigi biancastri, nettamente stratificati, nei quali la percentuale selciferi diminuisce rapidamente fino a raggiungere i valori medi tipici della maiolica.

Lo spessore della formazione oscilla da alcune decine di metri, per esempio nei monti di Battiferro, ad oltre un centinaio, come negli affioramenti della Valnerina.

Nell'area restante, dov'è possibile generalmente distinguere una formazione calcarea inferiore ed una diasprigna superiore, la prima, **G⁹⁻⁶**, è costituita da calcari detritici grigio avana, stratificati, con selce in arnioni ed in liste (TAV. I - col. 6, 7, 18, 20), la seconda, **G¹⁰⁻⁹**, da una fitta alternanza di straterelli selciferi e subordinatamente calcareo-selciferi, di colore rosso, verde e grigiastro (TAV. I - col. 6, 7, 11, 18). L'esame microscopico dei due complessi non rileva particolari variazioni rispetto alle biozone degli scisti ad Aptici, a parte la prevalenza assoluta dei radiolari nella seconda biozona.

Nei monti Sabini - a N di M. Mazzelvetta, presso la cascata delle Marmore (TAV. I - col. 13,14) e ad E di M. Porco Morto, a NW di Poggio Perugino - si hanno calcari bianchi detritici e breccie poligeniche con strati di selce verso l'alto; i calcari al microscopio mostrano una tessitura pelmicritica sempre più grossolana fino a intramicritica. Nei primi si rinvencono radiolari, spicole di spugne, grossi frammenti di echinodermi, brachiopodi, molluschi, Lagenidae di vario tipo, lamellibranchi pelagici, ostracodi; negli altri *Protopenneroplis striata* WEYNSCH., grossi frammenti di echinodermi, *Trocholina* sp., Solenoporaceae e forse Cianophiceae, « lamellibranchi pelagici », radiolari e spicole di spugne. La litologia grossolana e la biofacies di ambiente neritico rivelano la presenza di altifondi isolati in un'area generalmente pelagica.

Lungo l'allineamento le Cimitelle-M. Macchialunga-Castiglione, sul versante occidentale dei M. Sabini (F° 138), è ugualmente possibile distinguere altre facies particolari (TAV. I - col. 8, 9, 10, 11):

— A le Cimitelle da una successione di calcari stratificati talora detritici del Lias medio si passa direttamente a diaspri sottilmente stratificati con selce verde, nera e rossa, riferibili al Malm, ai quali si sovrappone con continuità la maiolica, con alla base un livello ad aptici; sono quindi assenti il Lias superiore ed il Dogger. Questa situazione prosegue quasi immutata verso S, fino al versante orientale di M. Macchialunga, dove i diaspri sono sovrapposti direttamente al calcare massiccio del Lias medio-inferiore.

— Lungo Rio il Fossato, tra le Voltelle e M. Macchialunga, da calcari brecciati bianchi e carnicini del Lias medio-superiore, si passa a calcari bianchi o avana, talora brecciati, poco o non stratificati, della potenza complessiva di 2 o 3 m, probabilmente attribuibili alla parte superiore del Malm; è quindi assente il Dogger e la massima parte del Malm.

— Sul fianco occidentale del M. Macchialunga, in una serie di circa 10 m di potenza, dai calcari del Lias medio si passa alla maiolica neocomiana, tramite una breccia grossolana calcarea rossa e verde attribuita al Lias medio-superiore, e una successione del Dogger-Malm, costituita da un livello inferiore di circa 6 m di calcari marnosi detritici intensamente colorati, ed uno superiore di calcari compatti da nocciola a bianco-avorio.

— Sul versante SW di M. Lacerone, presso Castiglione, si osserva una serie completa sempre di spessore ridotto. Al calcare massiccio, attribuibile al Lias medio-alto, seguono calcari marnosi rosso-carnicini del Lias superiore, ricoperti da calcari marnosi giallastri e calcari grossolanamente stratificati avana del Dogger; nella parte sommitale della successione, per circa 8 m, si rinviene il Malm che, tramite un livello ricco di ammoniti, passa con continuità al Titonico; anche in questa zona, spostandosi verso Est o verso Ovest di poche decine di metri,

mancano alcuni termini o degli interi piani, soprattutto relativi alla parte intermedia della serie, restando invariato il passaggio Malm-Titonico.

Su questo stesso versante della catena, serie giurassiche ridotte si ritrovano ancora più a Sud, come per esempio presso Casperia (F° 138) e fra Roccantica e Poggio Catino (F° 144).

Si può infine ricordare che nella parte orientale dei monti Lucretili (F° 144), il Giurassico superiore è presente, non solo nella sua facies normale (calcari con selce e diaspri), ma anche in diversi affioramenti di calcare simile al calcare massiccio, indicati sulla carta geologica con il colore di questa formazione, costituito da biomicriti granulose con resti abbondanti di «filaments», resti di echinodermi e radiolari, sormontate da biospariti con resti di echinodermi, molluschi, briozoi, *Protopenneroplis striata* WEYNSCH., *Trocholina* cfr. *elongata* LEUPOLD, come avviene a M. Follettoso, M. Marccone, M. Mozzone e Colle Pietropaolo.

C³-G¹¹ — *Maiolica*. BARREMIANO-TITONICO (fogli 138 e 144).

Questa formazione è rappresentata da calcari generalmente bianchi, sublitografici, a frattura concoide, ben stratificati, con frequenti sottilissime vene di calcite ricristallizzata, con lenti ed arnioni di selce per lo più grigiastra o violacea. Verso l'alto i calcari presentano sfumature nerastre, mentre il colore della selce tende al nero.

Il tipo litologico predominante è quello biomicritico; si possono distinguere due biozone: una inferiore con prevalenza di tintinnidi (*Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CAD., *Tintinnopsella carpathica* (COL.), *T. longa* (COL.), *Calpionellopsis oblonga* (CAD.), *Calpionellites darderi* (COL.), *Remaniella cadischiana* (COL.), *Crassicollaria* sp.) ai quali si accompagnano *Nannoconus* sp., *Globochaete alpina* LOR., *Stomiosphaera moluccana* WANNER e frammenti di echinodermi; una superiore nella quale, scomparsi i tintinnidi, si ha prevalenza di radiolari, con frammenti di molluschi, piccole spirilline, *Nannoconus* sp., *Stomiosphaera moluccana* WANNER.

La maiolica segue in successione regolare gli scisti ad Aptici o i diaspri; spesso ricopre direttamente il calcare massiccio, quasi sempre in concordanza, alcune volte con discordanza angolare, come a M. Macchialunga (TAV. I - col. 10) sul versante occidentale dei monti Sabini.

La potenza della maiolica è molto variabile, da un minimo di 15-20 m nelle serie di alto strutturale (M. Macchialunga, monti Cornicolani, M. Calvo) (TAV. II - col. 25, ecc.), ad un massimo di 250 m circa nelle aree subsidenti (versante orientale dei monti Sabini).

C⁵⁻⁴ — *Marne a fucoidi*. ALBIANO-APTIANO (fogli 138 e 144).

Le marne a fucoidi seguono in concordanza i calcari della maiolica. Il passaggio graduale avviene tramite calcari marnosi grigio-chiari che, progressivamente ma rapidamente, passano a marne e marne argillose policrome, fittamente e sottilmente stratificate, talora fissili, con impronte di fucoidi; caratteristica una intercalazione di marne bituminose dello spessore da qualche centimetro ad alcuni decimetri. Lo spessore delle marne a fucoidi è generalmente di alcune decine di metri.

La formazione è rappresentata da biomicriti, nelle quali si possono distinguere due biozone: una inferiore ad *Hedbergella trochoidea* (GAND.), *Gaudryina spissa* BERTHELIN, Valvulinidae e Lenticulinidae riferibili all'Aptiano; l'altra superiore a *Ticinella roberti* GAND., *Gyroidina globosa* (HAGENOW), *Conorbina brotzeni* GAND. riferibile all'Albiano.

Le marne a fucoidi presentano la maiolica a letto e la scaglia a tetto. Nell'ambito dei due fogli sono però da citare alcune situazioni particolari: nella zona delle gole del F. Nera, presso Narni, e nel versante orientale della catena M. S. Pancrazio-M. Cosce, la scaglia sembra sovrapporsi direttamente alla maiolica con una serie calcarea continua, priva di marne; nella serie di Vasciano (TAV. I - col. 7) è stato possibile individuare e determinare le due biozone delle marne a fucoidi con una potenza complessiva di circa 3 metri. A S di Poggio Perugino (versante orientale della parte meridionale dei monti Sabini) l'assenza della formazione può essere dovuta ad una elisione per faglia. Nella parte orientale del foglio Terni sono presenti intercalazioni di calcari detritici biancastri.

E².C⁶ — *Scaglia rossa*. LUTEZIANO-CENOMANIANO (F° 138); LUTEZIANO p.p.-CENOMANIANO (F° 144).

I depositi del Cretacico superiore-Paleocene-Eocene inferiore-medio presentano caratteristiche litostratigrafiche diverse, nei tre principali domini: 1) della dorsale tiberina, 2) della miogeosinclinale umbra e 3) della zona di transizione tra la miogeosinclinale umbra e la dorsale abruzzese.

1) Nella zona sudoccidentale del F° 144, corrispondente alla dorsale tiberina, si osservano alcune piccole placche di scaglia, di estensione e spessori limitati, direttamente sovrapposte al calcare massiccio e talora alla corniola.

A N di Narni Scalo, si trova una placca di scaglia rossa, di circa 2 Km² e con uno spessore di pochi metri, direttamente sovrapposta al calcare massiccio e ricoperta da due piccoli lembi di scaglia cinerea.

Nei piccoli e numerosi affioramenti di scaglia del M. Soratte, della potenza di pochi metri e non tutti cartografabili, la facies litologica si diversifica in parte da quella della scaglia affiorante nella grande sineclisi della miogeosinclinale. A NW di Sant'Oreste (il Casone) si osservano calcari marnosi compatti a grana finissima ed uniforme, con frattura concoide, ben stratificati, di colore dal giallo crema al rosso fegato; sono presenti anche straterelli ed arnioni di selce rossa, nera o grigiastra; sul versante occidentale, a SE del paese, affiorano calcari marnosi grigi o verdastri, compatti, con macchie giallastre di limonite, a frattura più scheggiata, ben stratificati, con intercalazioni di sottili giunti di argilla grigio-verde e grossi arnioni di selce nera. All'esame microscopico i calcari marnosi si presentano costituiti da biomicriti del Cenomaniano (*Rotalipova appenninica* (RENZ), *Planomalina buxtorfi* (GAND.), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMBER.), *Hedbergella* spp.); del Senoniano inferiore (*Globotruncana lapparenti* cfr. *coronata* BOLLI); dell'Eocene medio (*Globigerina* sp., *Globorotalia bullbrookii* BOLLI, *Globigerapsis* sp.).

Una successione comprendente anche la scaglia cinerea e con una potenza complessiva presunta di 100-150 m, è stata rinvenuta in una galleria dell'Acquedotto del Peschiera, posta a S del M. Soratte, fra M. Carolano e M. Cupellone.

L'affioramento di scaglia rossa di Colle S. Pietro ad W di S. Polo dei Cavalieri, nel settore sudoccidentale dei monti Lucretili, ha uno spessore di pochi metri ed è direttamente sovrapposto al calcare massiccio ed alla corniola; esso presenta alla base un livello di calcare bioclastico a cemento micritico, contenente resti di rudiste, *Orbitoides* cfr. *media* (D'ARCHIAC), *Siderolites* sp., probabili Discocyclusinae, rare Globigerinidae e frammenti di *Globotruncana* sp., databile al Maastrichtiano-Paleocene.

2) Nel vasto dominio miogeosinclinale di facies umbra la scaglia rossa affiora estesamente, colmando tutte le principali sineclisi dei due fogli, comprese fra una struttura positiva e l'altra, con spessori generalmente notevoli.

Possono individuarsi due successioni stratigrafiche diverse:

a) la prima successione, caratteristica della zona posta a N della Valnerina, è costituita da calcari più o meno marnosi, bianchi o bianco-avorio, lastriformi, con selce bruna o nera disposta in straterelli ed arnioni; una intercalazione di marne nere ittiolitiche, attribuibili al Turoniano, si trova a circa 40-60 m dalla base della successione (BONARELLI, 1901. a).

Risalendo la successione, mentre resta inalterato il litotipo, il colore della formazione varia gradualmente dal bianco-avorio al rosso carnicino e al rosso mattone; dopo una cinquantina di metri la selce scompare, mentre la stratificazione diviene più sottile ed appaiono alcune intercalazioni marnose di colore rosso. Nella parte sommitale ricompare nuovamente la selce; il tratto terminale della formazione presenta intercalazioni di calcari e calcari marnosi rossi, rosa e grigi.

b) La seconda successione, notevolmente estesa nella parte centrale dei due fogli a S del F. Nera ed a W dei fiumi Velino e Turano (versante NE de gruppo di M. San Pancrazio, monti Sabini, monti Reatini, versante NE dei monti di Fara, versante orientale dei monti Lucretili fin quasi alla valle del F. Licenza) è caratterizzata, (TAV. II - col. 24), da intercalazioni più o meno potenti di calcari detritici biancastri a macroforaminiferi, dapprima cretacei con frammenti di rudiste (Senoniano)

e quindi più recenti fino a paleocenici; è presente talvolta anche qualche intercalazione conglomeratica (Collelungo) a cemento rossastro (Colle Centopetze a SE di M. La Pelosa). Manca l'orizzonte ittiolitico del Turoniano.

La potenza della formazione varia da 350-400 m circa, in corrispondenza degli affioramenti più settentrionali, a meno di 100 m ad E dei monti Lucretili, riducendosi talora a pochi metri presso Nerola e presso Roccagiovine; a Vasciano, sul versante orientale del M. San Pancrazio, l'intervallo cretaceo della scaglia è rappresentato in tutti i suoi piani con uno spessore di soli 33 metri.

È da segnalare che nella zona orientale della miogeosinclinale umbra la sedimentazione termina con la formazione della scaglia rossa ad eccezione di due lembi di scaglia cinerea nella piana di Leonessa. Inoltre in questo settore la scaglia rossa ha perso il suo caratteristico colore rosso e si presenta prevalentemente bianca.

Le associazioni microfaunistiche delle due successioni (tab. 1) non presentano variazioni significative; si nota una maggiore presenza di elementi rimaneggiati spostandosi da N verso S e verso SE.

Tab. 1 - Associazioni microfaunistiche nella scaglia rossa della zona 2)

Eocene medio	: <i>Globorotalia bullbrooki</i> BOLLI, <i>Globigerapsis</i> sp., <i>Hantkenina</i> sp.;
Eocene inferiore	: <i>Globorotalia aragonensis</i> NUTTALL, <i>G. rex</i> MARTIN;
Paleocene superiore	: <i>Globorotalia pseudomenardii</i> BOLLI, <i>G. gr. angulata</i> (WHITE), <i>G. velascoensis</i> (CUSH.);
Maastrichtiano - Campaniano	: <i>Globotruncana linneiana</i> (D'ORB.), <i>G. arca</i> (CUSH.), <i>G. convexa</i> SANDIDGE, <i>G. caliciformis</i> DE LAPP.;
Santoniano	: <i>Globotruncana gr. lapparenti</i> BROTZEN, <i>G. rosetta</i> (CARSEY), <i>G. ventricosa</i> WHITE, prismi di <i>Inoceramus</i> ;
Coniaciano	: <i>Globotruncana angusticarinata</i> GAND., <i>G. arca</i> (CUSH.), <i>G. coronata</i> BOLLI, <i>G. sigali</i> REICH.;
Turoniano	: <i>Globotruncana helvetica</i> BOLLI, <i>G. angusticarinata</i> GAND., <i>G. coronata</i> BOLLI.;
Cenomaniano	: <i>Planomalina buxtorfi</i> (GAND.), <i>Praeglobotruncana delrioensis</i> (PLUMB), <i>P. stephani stephani</i> (GAND.), <i>Rotalipora appenninica</i> (RENZ), <i>R. cushmani</i> (MORROW), <i>Globotruncana sigali</i> REICHEL.

3) Il bordo orientale del foglio Palombara Sabina, ad E dell'allineamento Rocca Sinibalda-Poggio Moiano-Scandriglia-Mandela e l'angolo SE del foglio Terni (valli dei fiumi Turano, Salto e Velino), (TAV. II - col. 26, 27) corrispondono alla zona di transizione tra l'area di facies umbra (miogeosinclinale) e quella di facies abruzzese (dorsale abruzzese). La formazione più antica affiorante è riferibile al Paleocene-Eocene medio (CHIOCCHINI *et al.*, 1970). La successione stratigrafica inizia con grossi banchi di calcari cristallini bianchi o ceroidi, sottostanti ad alternanze di calcari a pasta fine, in strati sottili, di colore giallo-verdastro, e di brecciole calcaree con macroforaminiferi, con sottili intercalazioni e lenti di selce biancastra o bruna, più abbondanti verso l'alto; sono presenti alcuni grossi strati di puddinghe poligeniche ad elementi arrotondati e spigolosi. Il calcare assume successivamente un colore crema o avorio, talora con sfumature rosate, mentre perdurano alcune rare intercalazioni di puddinghe o, più frequentemente, di brecciole fossilifere.

Le prime intercalazioni marnose o calcareo-marnose grigiastre, assunte come limite inferiore della soprastante unità **M¹-E²**, corrispondono al passaggio Eocene medio-Eocene superiore; lo stesso passaggio, nell'area di facies umbra, indica il limite scaglia rossa - scaglia cinerea.

La potenza della formazione si aggira sui 400 m; lo spessore della parte basale è di 200 m circa a Colle Linzoli (NW di Orvinio) e di solo 20 m nei dintorni di Mandela o di Licenza. All'esame microscopico i calcari cristallini basali, riferibili a un probabile Paleocene medio, appaiono costituiti da elementi clastici, da grossolani a fini, dei vari litotipi della dorsale abruzzese: Cretacico inferiore in facies di shelf, calcari bioclastici del Cretacico medio in facies di soglia, Cretacico superiore in facies di transizione esterna, calcari saccaroidi del Cretacico superiore-Paleocene, generalmente privi di cemento; i calcari a pasta fine sono delle micriti con la stessa fauna planctonica del Paleocene superiore-Eocene medio della facies umbra, cioè della scaglia rossa tipica; le brecciole calcaree a macroforaminiferi sono rappresentate da calcareniti gradate (bioclastiti) con fossili, talora fluitati, ma coevi alla sedimentazione: *Cuvillierina* sp., *Miscellanea* sp., *Eorupertia* sp., per l'Eocene inferiore

e *Nummulites* spp., *Discocyclina* spp. e *Orbitolites complanatus* LAMARCH per l'Eocene medio.

M¹-E³ — *Scaglia cinerea*. AQUITANIANO pp.-PRIABONIANO (F° 138);
M¹-E² — *Marne e brecciole*. AQUITANIANO-LUTEZIANO p.p. (F° 144).

La sedimentazione corrispondente all'intervallo Eocene superiore-Aquitaniiano prosegue differenziata nei domini della miogeosinclinale umbra e della zona di transizione. Si vengono così ad avere due facies eteropiche con caratteristiche diverse, ma in continuità stratigrafica con la sottostante scaglia rossa: marnosa la prima (scaglia cinerea), prevalente nel foglio Terni (TAV. II - col. 23); detritica la seconda (marne e brecciole), prevalente nel foglio Palombara Sabina (TAV. II - col. 26,27).

Nell'area umbra la scaglia cinerea segue la scaglia rossa con passaggio graduale: un progressivo aumento della componente marnosa a partire dal tetto della scaglia rossa da luogo ad un complesso di marne variegiate, grigiastre e rossastre, passanti a marne calcaree grigio-verdastre, in strati di 20-25 cm, a frattura aciculare e scheggiata, alternate con livelli argillosi grigio-cenere, talora fogliettati e con brecciole fossilifere. Lo spessore medio della formazione si aggira sul centinaio di metri.

La microfauna permette di distinguere le seguenti biozone: *Globorotalia centralis* CUSH. & RENZ, *G. cerroazulensis* (COLE), per l'Eocene superiore; *Catapsydrax dissimilis* (CUSH.), *Globigerina venezuelana* (HEDBERGER), *Cibicides cushmani* NUTTALL, *Valvulina spinosa* CUSHMAN, *V. jarvisi* CUSHMAN, *Trochamminoides proteus* (KARRER), *Ammodiscus glabratus* CUSH. & BERMUDEZ, *Karrerella subcylindrica* (NUTTALL), *Eponides abatissae* (SELLI), *Gyroidina perampla* CUSHMAN per l'Oligocene.

Nel foglio Palombara Sabina, nella zona di transizione e nelle aree limitrofe, a tetto della formazione **E²-C⁶**, si osserva un graduale aumento delle intercalazioni marnoso-calcaree grigie che si alternano a strati (5-50 cm) di brecciole minute con macroforaminiferi. Risalendo la successione, la frequenza e lo spessore delle intercalazioni marnose diminuiscono e calcari più o meno detritici, di colore avana con piccoli artoni di selce bianca o marrone, divengono preponderanti.

Nelle marne e nei calcari detritici si ritrova la stessa successione di faune pelagiche descritte per la scaglia cinerea; nelle intercalazioni detritiche si rinviene una successione di associazioni coeve, ma di ambiente neritico, cioè: *Chapmania gassinensis* SILV., *Halkyardia minima* (LIEBUS), *Nummulites* spp., *Discocyclina* spp., *Eulepidina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Operculina* sp..

M³⁻¹ — *Bisciaro*. ELVEZIANO p.p.-AQUITANIANO p.p. (F° 138); **M²** — *Marne, calcari detritici e marne arenacee*. LANGHIANO (F° 144); **M³** — *Calcari detritici e marne*. ELVEZIANO (F° 144).

La distinzione fra un dominio miogeosinclinale ed un'area di transizione tra facies umbra e facies abruzzese, continua anche nel Miocene inferiore e medio.

I sedimenti di questa età presentano infatti due facies eteropiche: la prima esclusivamente calcareo-marnosa (**M³⁻¹**) è limitata al solo foglio Terni; la seconda, marnosa e calcareo-detritica (**M²** e **M³**), interessa il settore orientale del foglio Palombara Sabina.

Nell'area di facies umbra la formazione del bisciaro segue in continuità la scaglia cinerea. Nella parte inferiore della formazione predominano calcari marnosi avana, con alla base un orizzonte di selce nera, assunto come limite con la formazione sottostante; al di sopra la frazione marnoso-argillosa acquista importanza sempre maggiore; il passaggio alla sovrastante formazione marnoso-arenacea è indicato da intercalazioni arenacee, dure e compatte, che aumentano gradualmente di spessore e di frequenza.

La microfauna è costituita da: *Catapsydrax dissimilis* CUSH. & BERM., *Globigerina venezuelana* HEDBERG., *Globorotalia opima nana* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. sacculifer* (BRADY), *Globoquadrina debiscens* (CHAP., PARR. & COLL.), *G. langhiana* CITA & GELATI, *Globigerina bollii* CITA & PREMOLI SILVA, *Globorotalia mayeri* CUSH. & ELLISOR, *Orbulina suturalis* BRONN., radiolari e spicole di spugne.

La formazione, attribuibile all'Aquitano p.p.-Elveziano p.p., ha una potenza massima di 200 m.

Nella zona di transizione i depositi del Miocene inferiore e medio sono altrettanto ricchi di apporti clastici come quelli della sottostante unità **M¹-E²** (TAV. II - col. 26). Date le caratteristiche litologiche, si è potuto distinguere una parte inferiore, di età langhiana, costituita da marne e calcari marnosi, ed una superiore, elveziana, di calcari e calcari detritici.

Il passaggio alla sottostante formazione **M¹-E³** è sempre molto graduale; esso è generalmente indicato da banchi di calcari detritici avana, ricchi di macroforaminiferi, dall'abbondanza di arnioni di selce bianca, avana, violacea e dalla rapida scomparsa delle intercalazioni marnose giallo-verdastre.

Sopra questo livello predominano bioclastiti avana, alternate a calcari marnosi, calcari dolomitici e marne; segue un orizzonte quasi esclusivamente marnoso, litologicamente simile al bisciaro, con intercalazioni subordinate di calcari marnosi avana e marne verdastre a frattura aciculare.

I sedimenti attribuiti all'Elveziano, genericamente più calcarei, sono rappresentati da un'alternanza di calcari detritici avana, con qualche rara intercalazione di calcare saccaroide biancastro e di marne brune dure, facilmente suddivisibili in romboedri, con passaggi graduali fra i due litotipi.

Nei calcari sono relativamente abbondanti i resti di echinodermi e di lamellibranchi.

Queste successioni litostratigrafiche sono le più frequenti; ma si rinvengono casi diversi, come ad E di Licenza, dove il passaggio fra Langhiano ed Elveziano è situato nella zona mediana di una successione calcareo-marnosa praticamente uniforme, o a N di Mandela, dove invece la successione Langhiano-Elveziano è esclusivamente calcarea.

Nella zona di transizione la sedimentazione del ciclo meso-cenozoico si chiude con l'Elveziano.

M⁴⁻³ — *Marnoso-arenacea*. TORTONIANO-ELVEZIANO p.p. (F° 138).

Nell'area di facies umbra la sedimentazione del ciclo meso-cenozoico prosegue fino al Tortoniano con la deposizione della formazione marnoso-arenacea.

Il passaggio dal bisciaro alla marnoso-arenacea è continuo e graduale.

L'unità in esame è costituita da alternanze di marne argillose e di siltiti arenacee e/o argillose, con abbondante frazione carbonatica e con qualche sottile intercalazione di calcari marnosi. I livelli più arenacei hanno spessori variabili da pochi centimetri ad 1 e più metri. Le marne, alternate con le arenarie, si presentano in strati di spessore medio non superiore a mezzo metro.

La formazione affiora nel nucleo delle sineclisi del T. Serra e del T. Aia; la sua potenza non supera i 200 m. In essa è stata riconosciuta la seguente microfauna: *Globorotalia mayeri* CUSH. & ELL., *G. fohsi* CUSH. & ELL., *Pleurostomella raparecens* DERV., *Cibicides formosus* (SEG.), *C. pseudoungerianus* CUSH., *Globoquadrina altispira* CUSH. & JARV.

PLIOCENE - PLEISTOCENE.

I depositi plio-pleistocenici marini e lacustri costituiscono un breve ciclo sedimentario trasgressivo sulle formazioni precedenti: le formazioni marine occupano l'area della dorsale tiberina; quelle lacustri si sono depositate in varie zone della miogeosinclinale (Terni, Rieti, Leonessa, ecc.).

Nell'area dei due fogli si trovano inoltre altri sedimenti continentali, in massima parte pleistocenici, di estensione e spessore limitati; alluvioni fluviali terrazzate, depositi travertinosi, detriti di falda, ecc.

Si devono infine ricordare le vulcaniti di età pleistocenica provenienti dagli apparati vulcanici sabatino, vicano e laziale, che occupano il bordo occidentale del foglio Palombara; quelle della valle dell'Aniene in placche isolate, sempre nel foglio Palombara, e inoltre la piccola manifestazione vulcanica isolata di Cupello, a ENE di Rieti nel foglio Terni.

dt¹ — *Conoidi antiche*. (F° 138).

Nell'intervallo tra il ciclo sedimentario meso-cenozoico e quello plio-pleistocenico si è avuta una prima fase di continentalità, testimoniata dalla deposizione di fasce di detrito di falda e di conoidi di deiezione cementate e notevolmente ferrettizzate, poste sui fianchi dei rilievi calcarei, le

quali risultano sottostanti ai depositi marini plio-pleistocenici e talora perforate dai litodomi, come per esempio sul versante occidentale del gruppo M. San Pancrazio-M. Cosce e nei monti Sabini, tra Montasola e Casperia.

Depositi marini

Questo complesso è costituito da un certo numero di litotipi non sempre facilmente delimitabili e cartografabili, spesso di incerta datazione stratigrafica per la rarità di macro e microfaune significative.

Il ciclo subsidente iniziato nel Pliocene superiore, e protrattosi nel Pleistocene inferiore, ha sommerso la dorsale tiberina con la formazione di un bacino marino la cui linea di costa, profondamente frastagliata ed accompagnata da isole, è indicata, lungo il bordo occidentale delle catene montuose (M. Cosce, M. San Pancrazio, monti Sabini meridionali, monti Lucretili), da una fascia più o meno potente e continua di fori di litodomi e da depositi costieri grossolani, calcarenitici e conglomeratici, spesso riccamente fossiliferi (**Q²-P**).

Formazioni prevalentemente psammitiche e pelitiche (**Q²⁻¹**), si sono depositate più a largo, circa in corrispondenza della parte occidentale dei due fogli, in un mare aperto più o meno profondo.

Più ad oriente, in corrispondenza dell'area di miogeosinclinale, si formavano bacini subsidenti intermontani, nei quali si accumulavano depositi castici a granulometria variabile o in ambiente salmastro (**qc**) o lacustre, taluni forse in comunicazione col mare aperto (Rieti, Terni); altri, più interni, sicuramente isolati.

La descrizione delle varie formazioni geologiche procede dalle più antiche alle più recenti, seguendo ed unificando, nei limiti del possibile, le leggende dei due fogli.

Q²-P — *Calcareniti, calciruditi, calcari organogeni*. (F° 144) ⁴.

Questi depositi di facies costiera ricoprono localmente le formazioni calcaree mesozoiche che costituivano i bordi del mare plio-pleistocenico.

⁴ Nella leggenda del F° 144 le due sigle **Q²-P** e **qc** sono state scambiate tra loro.

A S del M. Soratte conglomerati, calcareniti e sabbie calcaree grossolane, ricche di frammenti di molluschi, echinidi, ostreidi e pettinidi ricoprono quasi completamente i calcari e le dolomie infraliassiche.

Caratteristiche simili presentano gli affioramenti a N di Montorio Romano e quelli ad E di Montelibretti; altri affioramenti di questa formazione si osservano alla base del versante occidentale dei monti Lucretili, fra Stazzano e Palombara Sabina, e a SW di Marcellina. Nella zona di Palombara Sabina le puddinghe poligeniche, costituenti la massima parte della formazione, ricoprono quasi completamente il rilievo mesozoico sottostante l'abitato. In questi ultimi affioramenti la superficie dei depositi clastici grossolani si presenta vacuolare e cariata, talora interessata da fenomeni carsici.

Le rocce carbonatiche lungo il contatto con i depositi costieri sono spesso interessate da tipiche forme di erosione marina (solchi di battaglia ecc.) e da fori di litodomi.

Q²⁻¹, tr¹ — *Sabbie argillose e depositi concrezionari*. PLEISTOCENE INFERIORE (F° 138); **Q²⁻¹, P³** — *Argille e sabbie*. PLIOCENE SUPERIORE - PLEISTOCENE INFERIORE (F° 144).

Sopra e lateralmente alle formazioni costiere si sono depositate argille, argille sabbiose, sabbie e conglomerati; si può generalmente riconoscere una generica successione verticale rappresentata inferiormente da sedimenti prevalentemente argillosi, sempre più grossolanamente clastici verso l'alto.

Il passaggio tra Pliocene e Pleistocene è graduale.

Le argille con abbondante macrofauna, che affiorano nella valle compresa fra i monti Cornicolani e il M. Gennaro, sono attribuibili al Pliocene (**P³**); la loro microfauna è caratterizzata dall'associazione seguente: *Globorotalia inflata* (D'ORB.), *Globigerinoides* spp., *Elphidium complanatum* (D'ORB.), *E. decipiens* (COSTA), *Nonionella turgida* (WILD), *Bulimina marginata* D'ORB. (⁵).

Nella parte alta della successione, prevalentemente sabbiosa, la mi-

⁵ Questa formazione va probabilmente estesa più ad W (F. Orneto presso Mentana), dove AMBROSETTI e altri (1968) hanno datato con il metodo K/Ar un livello di pomici intercalato alle argille da cui risulta un'età assoluta di 4,25 MA.

crofauna di età Calabriana è rappresentata da: *Bulimina elegans* D'ORB., *Globigerina pachyderma* (EHREM.), *Globorotalia scitula* BRADY, *Rotalia beccarii* LINNEO, *Rotalia perlucida* HER., ALL. & EARL., *Elphidium crispum* LINNEO, *E. decipiens* (COSTA).

Nelle argille sabbiose tra Rignano Flaminio e Capena (F° 144), associate a questa microfauna sono state ritrovate: *Globorotalia truncatulinoides* (D'ORB.), *Cassidulina norcrossi* (CUSH.), *Lagena castanea* FLINT, *Elphidielea* cfr. *arctica* (PARK & JONS.), che possono far supporre la presenza del Siciliano (WEZEL, 1967, 1968). Ma la stretta interdipendenza di queste faune con ambienti diversi, che in altri bacini condizionano la presenza anche delle forme ritenute tipiche (CRESCENTI & FOLLADOR, 1965; COLALONGO, 1968; GRADSTEIN, 1970), fanno considerare possibile l'ipotesi alternativa, cioè che questa variazione microfaunistica si sia verificata nell'ambito dello stesso Calabriano.

Nel foglio Terni, a tetto della formazione sabbioso-argillosa **Q²⁻¹**, sono stati cartografati alcuni limitati affioramenti di sabbie argillose con intercalazioni conglomeratiche e calcaree concrezionarie (**tr¹**) caratterizzate da faune salmastre: *Potamides giulii* DE STEFANI, *Nassa reticulata* LIN., *Lvraea* cfr. *marzolina* (BONELLI), *Cardium* sp., oltre a *Rotalia perlucida* HER., ALL. & EARL., *Elphidium* sp., *Cyprideis torosa* (JONES).

Nel settore orientale dell'affioramento, fra Torri in Sabina (F° 138), Nazzano e Passo Corese (F° 144), si osserva un cospicuo apporto di materiale detritico grossolano, prevalentemente affiorante lungo i T. Aia e Farfa, probabilmente derivante da un'antica rete idrografica con caratteristiche diverse dall'attuali e in rapporto diretto con i contigui bacini lacustri intermontani.

Il materiale grossolano (ghiaie e ciottoli) è intercalato nei depositi argillo-sabbiosi **Q²⁻¹**; le intercalazioni, in linea di massima, diminuiscono di frequenza, potenza e granulometria, spostandosi verso occidente, secondo una giacitura assimilabile a quella di un esteso apparato deltizio. Il rapporto con il bacino di Rieti è basato sulla presenza di materiale analogo (**qc**), contenente faune che indicano una variazione graduale di ambiente, da salmastro a continentale, andando da occidente (Poggio Mirteto) a oriente (Monteleone Sabino).

Depositi lacustri

I principali bacini lacustri sono quelli di Terni, Rieti e Leonessa, tutti compresi nel foglio Terni; altri depositi di uguale facies, ma di estensione notevolmente inferiore, si rinvennero in ambedue i fogli.

La precisa attribuzione cronologica dei sedimenti lacustri è spesso difficile per mancanza di dati obiettivi; la correlazione fra i depositi dei vari bacini è dubbia. Per questo motivo si è preferito tenere distinti i sedimenti relativi alle due principali depressioni intermontane (Terni e Rieti) e indicare con un'unica sigla le formazioni lacustri della piana di Leonessa e degli altri piccoli bacini.

la¹, lc¹, tl, la², lc² — *Depositi lacustri di Terni* (F° 138).

Il bacino ternano costituisce l'estremità meridionale del braccio occidentale del Bacino tiberino.

I sedimenti più antichi, non affioranti, sono costituiti da un complesso sabbioso-conglomeratico, individuato mediante sondaggi per ricerca di ligniti (GEMINA, 1963), caratterizzato da flora di clima temperato caldo ed attribuito al Pliocene superiore.

I più antichi sedimenti affioranti, dello spessore di oltre 200 m, sono rappresentati da un'alternanza fitta e regolare di straterelli argillosi grigi e argilloso-sabbiosi giallastri, ad andamento suborizzontale (**la¹**). Nella parte sommitale di queste alternanze sono stati rinvenuti resti di mammiferi, tra cui *Rhinoceros (Dicerorhinus) etruscus* (FALC.), che ne permette l'attribuzione al Villafranchiano superiore; la presenza di *Corbicula fluminalis* (MÜLLER), è indizio di ambiente caldo; il ritrovamento di *Cerastoderma edule* (LINN.); *Viviparus etruscus* MALAT., *Melania curvica* (DESH.), *Unio* sp., *Melanopsis* sp., *Limnea* sp. permette di ipotizzare una sedimentazione avvenuta in un ambiente con scambio più o meno diretto con il mare.

Presso Sangemini la formazione passa lateralmente e superiormente a conglomerati (**lc¹**) con matrice sabbiosa o calcarea, più raramente argillosa, e con elementi provenienti dalle retrostanti formazioni mesozoiche.

I conglomerati, dello spessore complessivo di 100-130 m, fortemente inclinati a W, sono talora interessati da faglie con rigetto di pochi metri.

Il secondo termine affiorante della successione lacustre è rappresentato da 60-70 m di sabbie e sabbie argillose (**la²**), di colore prevalentemente giallastro, ad andamento suborizzontale, distinte dalle sottostanti **la¹** per la granulometria più grossolana e per la stratificazione incrociata; esse contengono resti di molluschi continentali (*Bythinia* sp., *Planorbis* sp., *Teodoxus* sp., *Melanopsis* sp., *Unio* sp.).

Sia al passaggio fra le argille sabbiose **la¹** e le sovrastanti sabbie argillose **la²**, sia in seno a queste ultime si trovano depositi di lignite (**tl**) (Capitone-Montecastrilli).

Le sabbie argillose passano superiormente e lateralmente ad un complesso conglomeratico (**lc²**), dello spessore massimo superiore ai 150 m presso Montefranco, che costituisce la chiusura della sedimentazione lacustre.

Secondo dati geofisici, la parte più depressa del letto del bacino lacustre di Terni si trova fra Terni e Sangemini a q. — 400 circa dal piano di campagna.

l_R — *Depositi lacustri di Rieti* (F° 138); **qc** — *Conglomerati* (F° 144).

I depositi che colmano questo bacino, riferibili genericamente al Pleistocene⁶, sono disposti lungo una fascia allungata in direzione meridiana fra il foglio Terni e il foglio Palombara Sabina; la parte meridionale piega verso W, collegandosi con i sedimenti calabrianici della valle del Tevere, tramite il grande delta di Poggio Mirteto-Nazzano-Passo Corese precedentemente descritto.

Il bacino di Rieti è separato da quello di Terni dalla parte settentrionale dei monti Sabini e dai blandi rilievi mesozoici compresi tra quelli e i monti Reatini; su questi ultimi si osservano numerosi piccoli affioramenti di materiali lacustri ed alcuni piccoli bacini (Buonacquisto).

I sedimenti **l_R** affioranti nel bacino di Rieti sono rappresentati essen-

⁶ Nella leggenda del foglio Terni l'attribuzione cronostratigrafica incerta delle formazioni lacustri del bacino di Rieti deve ritenersi limitata al Pliocene.

zialmente da conglomerati poligenici ben cementati, talora in giacitura di conoide; subordinatamente si trovano intercalazioni di sabbie e sabbie argillose. La rara fauna è rappresentata da molluschi dolcicoli, ai quali, nell'estremo settore meridionale (**qc**), si associano alcune forme salmastre: *Rotalia beccarii* (LINN.) *R. perlucida* HER., ALL. & EARL., *Elphidium semistriatum* (D'ORB.), *E. decipiens* (COSTA), ostracodi e piccoli molluschi.

Recenti studi geofisici, eseguiti nell'ambito della piana reatina (MANFREDINI, 1972), mostrano che la copertura fluvio-lacustre olocenica (**a-fl²**) verso occidente ricopre direttamente le formazioni preplioceniche di facies umbra e che quindi il bacino lacustre pleistocenico si limita ad una fascia orientale, larga 2-3 chilometri, disposta circa N-S, ed è colmato da un complesso dello spessore superiore ai 350-400 m che, in base ai valori della resistività, sembra costituito da argille sabbiose.

La zona più depressa del letto dei sedimenti lacustri si troverebbe quindi circa al livello del mare.

I — Depositi lacustri di Leonessa, Montasola, Cottanello (F° 138).

a) Il bacino di Leonessa, compreso nel foglio Terni soltanto per il settore occidentale, è caratterizzato da argille basali con intercalazioni sabbiose e conglomeratiche, individuate da sondaggi per ricerca di lignite; questo complesso è stato attribuito al Pleistocene inferiore mediante analisi polliniche (GEMINA, 1963).

La successione affiorante, che inizia con marne, argille e argille sabbiose e depositi di lignite, ha una giacitura suborizzontale ed una potenza di 100-150 m; la fauna lacustre (molluschi ed ostracodi dolcicoli) non è cronologicamente significativa; anche in questo caso solo l'analisi pollinica permette di riferire questi depositi al Pleistocene *s.l.*

Conglomerati a stratificazione incrociata, provenienti principalmente dalla grande conoide del T. Tascino, chiudono la sedimentazione lacustre.

Secondo dati geofisici la parte più depressa del letto del bacino si trova a q. 400, cioè 500-600 m sotto al piano di campagna.

b) Sul versante occidentale dei M. Sabini sono da ricordare due piccoli bacini lacustri di Cottanello e Montasola, il cui colmamento pre-

senta una completa evoluzione sedimentaria (argille, sabbie, ciottoli). Intercalata nelle argille, si rinviene della lignite, che è stata oggetto di coltivazione.

c) Il bacino di Buonacquisto è una piccola depressione, posta a N della piana di Rieti, colmata da depositi argillosi in basso e conglomeratici in sommità; un piccolo giacimento di lignite è stato oggetto in passato di coltivazione mineraria.

d) Fra il F. Nera e il Lago di Piediluco, si trovano lembi di conglomerati di probabile origine lacustre, indicati anch'essi con la sigla **I**, forse interpretabili come depositi periferici di **Pc**, a chiusura della sedimentazione lacustre del bacino di Terni.

L'intensa ferrettizzazione dei depositi pselitici di tutti questi piccoli bacini lacustri e la completa evoluzione sedimentaria del loro colmamento, che ripete con spessori minori le caratteristiche litologiche dei grandi bacini della zona, compresi i depositi lignitiferi, fanno ritenere possibile che essi appartengano ad uno stesso ciclo plio-pleistocenico.

Depositi continentali

f¹, f², f³, fl¹; qat¹, qat² — *Terrazzi fluviali* (fogli 138 e 144).

Il reticolo idrografico, impostatosi nell'area dei due fogli dopo la fine del ciclo marino plio-pleistocenico, probabilmente a partire dal Siciliano, è reso notevolmente complesso per i numerosi fattori che hanno condizionato la sua evoluzione: oscillazioni eustatiche del livello di base, variazioni morfologiche derivanti dall'attività vulcanica dei tre principali centri eruttivi (Vicano, Sabatino, Laziale), influenza delle fasi tettoniche più recenti.

Da Otricoli (F° 138) a Casale Marcigliana (F° 144), quindi lungo circa 50 chilometri del corso del Tevere, specialmente sul lato sinistro, si possono riconoscere alcune importanti superfici di terrazzamento.

1) **f¹** (F° 138); **qat¹** (F° 144). Il terrazzo più antico è compreso fra q. 90 e q. 130 con limitati lembi nei pressi di Otricoli e di Magliano

Sabino e con un esteso affioramento a WNW di Stimigliano, inciso e suddiviso in tre parti dai torrenti Aia e Vallelunga.

2) **F²** (F° 138); **qat²** (F° 144). Terrazzo intermedio compreso, presso Stifone, tra q. 75 e q. 80, degradante a q. 58 e q. 75 presso Otricoli e Foglia e a q. 50-60 presso Nazzano.

3) **F³-fl¹** (F° 138). È il terrazzo più basso, individuato solo nel foglio Terni. Ad esso, compreso tra q. 47 e q. 55, sono correlabili le alluvioni fluvio-lacustri (**fl¹**) dei bacini reatino e ternano, che rappresentano il primo ciclo alluvionale terrazzato di questi bacini. Anteriormente ad esse si possono riconoscere solo delle superfici erosive nei depositi lacustri più antichi.

A partire da questo ordine di terrazzi si rinvengono dei prodotti vulcanici mescolati alle alluvioni.

ql¹ — *Terreni palustri* (F° 144).

Con la sigla **ql¹** è stato indicato un esteso lembo di depositi palustri in sinistra del F. Tevere, ad E di Fiano Romano. Questo deposito è costituito essenzialmente da ghiaia e da conglomerati poligenici, in genere poco cementati, alternati a livelli e a lenti di sabbie grossolane e limose, di colore giallastro e rossiccio, con tasche e lenti di argilla grigia, talora lignitifera; la stratificazione è quasi sempre incrociata. Vi si rinvengono rari resti di ostracodi e di molluschi dolcicoli.

Depositati simili, indicati con la stessa sigla, sono stati cartografati anche nell'alta valle del T. Corese.

tr² — *Travertini* (F° 138); **qtr**, **qts** — *Travertini e depositi travertinosi* (F° 144).

I travertini, indicati in una sola posizione nella leggenda del F° 144 hanno, in realtà, significato cronostratigrafico diverso, come prova la loro ripetuta intercalazione ai prodotti vulcanici.

I principali depositi travertinosi del foglio Terni sono: quelli di

spessore modesto della piana di Rieti, a monte della piana lungo il corso del F. Velino e la placca esistente sul versante occidentale della Catena Martana, a NW di Terni, dello spessore di una cinquantina di metri. Nel foglio Palombara Sabina si possono ricordare: il grande tavolato travertino a S di Fiano Romano, che raggiunge uno spessore di una trentina di metri, i depositi di Poggio Moiano, della potenza di una diecina di metri, e l'affioramento di S. Cosimato, nella valle dell'Aniene presso Mandela.

dt² — *Detrito e conoidi recenti* (F° 138).

Nelle aree circostanti i bacini lacustri di Terni e di Rieti e lungo la valle del F. Nera, si sono deposte ampie fasce di detrito ad elementi prevalentemente calcarei, talora ferrettizzate e cementate; spesso, allo sbocco di incisioni vallive più pronunciate, esse assumono la morfologia di conoide.

Tali depositi, talvolta di notevole importanza (NE di Rieti), sono in massima parte posteriori ai cicli lacustri e si sono formati durante i più recenti movimenti di sollevamento (v. **F³-fl¹**).

FORMAZIONI VULCANICHE

Le vulcaniti presenti nell'area in esame sono situate, in prevalenza, nel settore occidentale e meridionale del foglio Palombara Sabina (fig. 1). Quelle del settore occidentale, sulla destra del Tevere, sono attribuibili in gran parte all'attività dei vulcani sabatini ed in piccola parte, all'estremità NW del F° 144 e SW del F° 138, a quella dell'apparato vicano.

Nel settore meridionale del F° 144, fra il Tevere e gli abitati di Palombara Sabina e Marcellina, sono presenti anche limitati lembi dei prodotti del Vulcano laziale. Infine le vulcaniti della valle dell'Aniene sono da attribuire alla risalita di un magma attraverso fessure localizzabili nella valle stessa ed indipendenti dagli altri apparati.

Non è sempre possibile osservare rapporti di sovrapposizione diretta tra i vari prodotti vulcanici; di conseguenza, non solo riesce problematico

stabilire una successione delle singole formazioni dei tre apparati, ma riesce anche laborioso definire sicure correlazioni tra i prodotti centrali di un apparato e quelli delle sue bocche eccentriche.

1. Per quanto riguarda le *vulcaniti sabatine* non è improbabile che le prime manifestazioni risalgano almeno al Pleistocene inferiore (Mindel)⁷ con la messa in posto della lava microvescicolata di Morlupo (τ).

Questa lava poggia direttamente sul substrato sedimentario ed è precedente ai livelli basali di \mathfrak{D}^T , che rappresentano i prodotti dell'attività esplosiva iniziale dei vulcani sabatini.

Contemporaneamente a questa attività centrale, si originava la bocca eccentrica di Valle Linda, dalla quale veniva a giorno la più antica lava leucitica (\mathfrak{D}) della zona.

Successivamente, attraverso fessure profonde localizzabili in corrispondenza della caldera di Campagnano ((F° 143 Bracciano), che i vecchi Autori definivano come « Cratere di Campagnano », veniva a giorno il magma che dava origine al primo *plateau* ignimbrítico⁸ sabatino (τ_1^W).

Questa vulcanite si disponeva a ventaglio tra Rignano Flaminio e Prima Porta, colmando le depressioni preesistenti: la sua espansione era cioè regolata essenzialmente dalla paleomorfologia precedente. Essa può trovarsi sia sovrapposta a \mathfrak{D}^T , sia intercalata a \mathfrak{D}_1^T , sia a contatto diretto del substrato sedimentario. Sicuramente posteriore a τ_1^W è il cono di scorie (sc^1) di Casale Francalancia, accompagnato dalla piccola colata di tefrite leucitica (\mathfrak{D}_1).

L'attività di lancio \mathfrak{D}_1^T è interrotta dalla messa in posto di un'altra ignimbrite di composizione da trachitica a trachi-fonolitica ($\tau\varphi^W$) (« tufo rosso a scorie nere » Auct.), che, lungo una delle paleovalli incise nella piatta morfologia determinata dalle piroclastiti precedenti, arriva fino a Prima Porta.

⁷ Esistono infatti chiari indizi di un'attività anche precedente al ciclo pleistocenico, in base al ritrovamento (AMBROSETTI *et al.*, 1968) di livelli di sabbie vulcaniche e pomici riolitiche nelle argille azzurre del Pliocene superiore delle cave di Monterotondo Scalo e Valle Ricca.

⁸ Nella leggenda del foglio come nelle presenti note, il termine ignimbrite viene adoperato per quelle facies vulcaniche derivanti da colate piroclastiche ad alta temperatura.

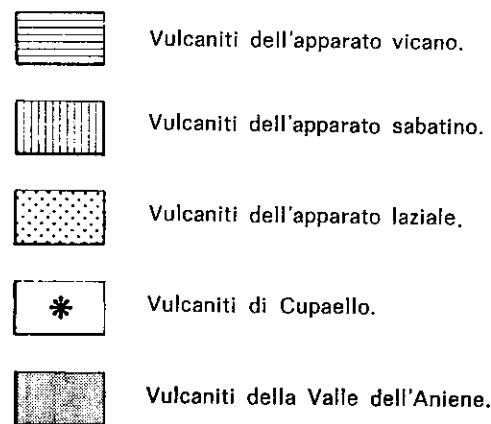
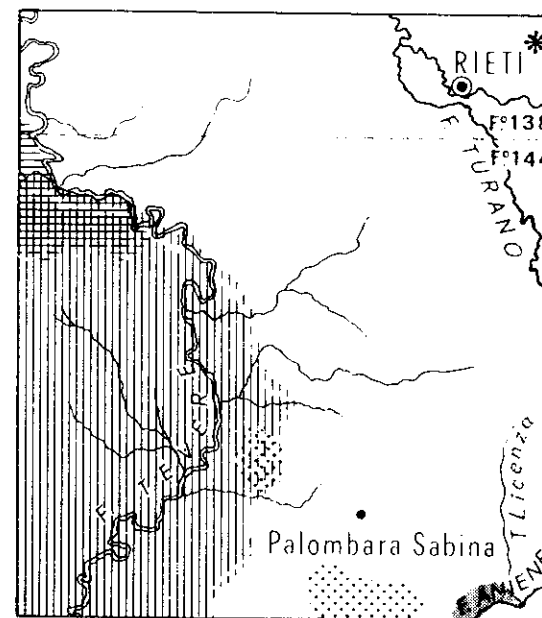


Fig. 1 - Distribuzione e provenienza delle vulcaniti nei fogli Terni e Palombara Sabina.

Alla messa in posto della $\tau\varphi^w$ segue una fase erosiva (Nomentano, BONADONNA, 1963-1969) e quindi, localmente, la deposizione del complesso tufaceo-diatomitico di Riano (**d**). L'età assoluta di quest'ultimo complesso calcolata in 280.000 anni (BONADONNA & BIGAZZI, 1969), conferma il rapporto stratigrafico con $\tau\varphi^w$, la cui età assoluta si aggira sui 430.000 anni (EVERNDEN & CURTIS, 1965) (Tab. 2).

Segue la deposizione della piroclastite β^T , che si rinviene sempre sovrapposta a $\tau\varphi^w$.

La serie degli espandimenti ignimbrici sabatini si chiude con la messa in posto di ϑ^w , di cui nell'area rilevata affiorano solo i lembi periferici più orientali.

Le manifestazioni eruttive della regione sabazia orientale si concludono con una intensa attività intermittente di più centri eruttivi, che determinano la messa in posto delle piroclastiti di M. San Silvestro, M. Rosi e Piane Pozze (**sc**²).

2. Le più antiche *vulcaniti vicane* affioranti nell'area sono i tufi trachitici (**t**¹, F° 138); ad essi segue la colata di lava di Borghetto (**β 1**, F° 138; **$\Lambda\vartheta$** , F° 144) che si mostra chiaramente sottoposta, a S della stessa località, alla più recente delle ignimbrici vicane (**t**², F° 138; **$\vartheta\varphi^w$** , F° 144); chiudono la successione le piroclastiti stratificate (**tps**) che rappresentano contemporaneamente l'attività esplosiva finale di centri sabazi e vicani.

Altri rapporti di sovrapposizione delle vulcaniti dei due distretti vulcanici sono in genere definiti dalle formazioni ignimbriche che mostrano una vasta distribuzione areale e facies monotona anche a decine di chilometri dalla loro zona di emissione; in questi contatti, non visibili nell'area rilevata, si osserva la sovrapposizione dell'ignimbrite tefritico fonolitica vicana (**$\vartheta\varphi^w$**) alla piroclastite sabazia (**$\tau\varphi^w$**) (fosso della Mola a S di Faleria, nel F° 143 Bracciano).

3. Nell'area rilevata, le uniche formazioni attribuibili con sicurezza alla attività del *Vulcano Laziale* sono rappresentate dalle piroclastiti incoerenti di base **Λ^T** e dal « tufo lionato » **Λ_1^T** , soprastanti alle vulcaniti sabazie. Nel margine meridionale del F° 144 mancano invece chiari rapporti tra

TABELLA N. 2

Vulcaniti	Analista	Età
Lava leucitica di Vetralla (V. di Vico)	EVERNDEN-CURTIS (1965)	0,095 MA
Lava leucitica sulla strada da Rocca di Papa a M. Calvo (una delle colate più recenti del Vulcano Laziale)	EVERNDEN-CURTIS (1965)	0,277 MA
Formazione tufaceo-diatomitica di Riano	AMBROSETTI-BONADONNA TOLOMEO (1969)	0,280 MA
Lava trachitica di posizione stratigrafica incerta (V. di Vico)	NICOLETTI (1969)	(0,30 ± 0,76) MA
« Tufo rosso a scorie nere » di Cava del Cecio (V. Sabatini)	EVERNDEN-CURTIS (1965)	0,417 MA
« Tufo rosso a scorie nere » di Grottarossa (V. Sabatini)	EVERNDEN-CURTIS (1965)	0,432 MA
« Tufo rosso a scorie nere » di Torre in Pietra (V. Sabatini)	EVERNDEN-CURTIS (1965)	0,434 MA
« Tufo rosso a scorie nere » di Casale Umiltà (V. di Vico)	NICOLETTI (1969)	(0,52 ± 0,12) MA
Lava dell'Acqua Acetosa (V. Laziale)	EVERNDEN-CURTIS (1965)	0,706 MA
Lava intercalata nel complesso dei tufi stratificati vicani	NICOLETTI (1969)	(0,7 ± 0,21) MA
Lava intercalata nel complesso dei tufi stratificati vicani	NICOLETTI (1969)	(0,82 ± 0,18) MA
Livello vulcanico nelle argille plioceniche della Sabina	AMBROSETTI <i>et al.</i> (1968)	4,25 MA

le vulcaniti della media valle dell'Aniene (Λ^w) e le altre formazioni del Vulcano Laziale.

In base all'età assoluta calcolata per alcune lave ed ignimbriti dei tre distretti vulcanici (v. tabella 2), risulterebbe che l'attività eruttiva, almeno entro un certo intervallo di tempo, si sia esplicata contemporaneamente in tutti e tre gli apparati.

Prodotti dei vulcani Sabatini

τ — *Lava microvescicolata trachitica di Morlupo* (F° 144).

La lava microvescicolata di Morlupo, *foam lava*, come tutte le colate laviche del margine orientale dei Sabatini, ha estensione molto limitata ed è rappresentata da quattro minuscoli affioramenti adagiati direttamente sul substrato sedimentario nei pressi immediati dell'abitato. Quello che risulta subito evidente da una osservazione anche sommaria della vulcanite, che nell'insieme mostra una colorazione grigio-chiara, è la scabrosità delle superfici, caratterizzate da liste e nuclei che, più resistenti all'erosione, sporgono dal resto della massa finemente bollosa. Dette liste e nuclei risultano costituiti da lava compatta e circondati da una scoria continua ed omogenea; il passaggio da lava a scoria è graduale, senza fenomeni di saldatura all'interno della parte bollosa. La differente struttura tra i nuclei di lava e la massa che li ingloba sembra una conseguenza o di una vescicolazione differenziata, subita dal magma mentre si raffreddava a giorno, o di una degassazione precoce di un piromagma emesso in piccola quantità; ciò spiegherebbe la scarsità dei relitti lavici microvescicolati, dovuta all'erosione del processo di vescicolazione prima che si potessero originare delle vere e proprie strutture ignimbritiche. LOCARDI & MITTEMPERGER (1967) sostengono infatti che « l'espandersi di una enorme colata comporta una forza viva che favorisce la vescicolazione totale. Colate minori gelano invece sul terreno con le loro strutture di degassamento abortite ».

Al microscopio la lava mostra naturalmente struttura porfirica ipocristallina; i rari fenocristalli che si osservano formano aggruppamenti

euedrali ed hanno dimensioni di gran lunga superiori a quelli dei componenti della massa di fondo; il *sanidino* è rappresentato da elementi allungati a contorno rettangolare; il *plagioclasio*, nettamente subordinato al feldspato potassico, mostra composizione da labradoritica a bytownitica. Nella massa di fondo oltre al *plagioclasio* ed al *sanidino*, quest'ultimo sovente in plaghe informi, è ben rappresentato il *pirosseno monoclino* probabilmente di un termine egirinaugitico, caratterizzato da un pleocroismo spiccato dal verdolino al verde erba. La massa di fondo diviene particolarmente bollosa nella facies scoriacea. L'analisi chimica permette di definire la vulcanite come trachite (v. tab. 3, anal. 1).

\mathfrak{S}^T — *Tufi granulari; tufi pisolitici* (F° 144).

Rappresentano la piroclastiti di base, talora suolizzate, cui s'intercalano anche lenti o livelli di prodotti alluvionali. Molto spesso non è stato possibile separare questa formazione di potenza limitata dalla formazione indicata con la sigla \mathfrak{S}_1^T , specialmente quando tra le due formazioni manca l'ignimbrite τ_1^w . In questo complesso si alternano livelli cineritici bianchi o grigiastri a grana variabile, tufi giallastri sovente a struttura pisolitica, orizzonti di lapilli grigio scuri se sciolti e verdognoli se parzialmente compattizzati, livelli di pomici bianche dilavate, tufiti ed infine, verso la base, prodotti piroclastici risedimentati e rimaneggiati, misti a orizzonti da ghiaiosi a argillosi, probabilmente di ambiente fluviale o fluvio-lacustre.

\mathfrak{S} — *Colata di tefrite leucitica di Valle Linda* (F° 144).

Si tratta di un minuscolo affioramento situato a SE di Castelnovo di Porto nei pressi di S. Sebastiano, alla sinistra del T. Chiarano. La lava grigio-scura nell'insieme è priva di grossi fenocristalli e mostra un notevole grado di compattezza; attualmente, a causa di un'intensa attività estrattiva, si osserva solo un residuo dell'antica colata, che, d'altra parte, non doveva essere molto estesa né superare, in corrispondenza del suo fronte, lo spessore massimo di 10 m.

Dalla giacitura della colata si può risalire al suo centro di emissione, che dovrebbe trovarsi poco più a N dell'affioramento.

Al microscopio la lava mostra struttura porfirica ipocristallina e tessitura isotropa, senza che vi sia una spiccata differenza tra i microliti della massa di fondo ed i fenocristalli; questi ultimi sono rappresentati da *pirosseno monoclinico*, di gran lunga prevalente su *leucite*, e rari fenocristalli di *sanidino*. Il *pirosseno* presenta abito ora allungato ora granulare, è leggermente pleocroico, con una colorazione che va dal giallognolo al verde erba; il rapporto $c : \gamma$ si aggira sui 50-55°; si tratta perciò di un termine egirinaugitico. La *leucite* presenta un abito rotondeggiante, è isotropa ed è caratterizzata da numerosi inclusi solidi e gassosi. La massa di fondo è costituita da *pirosseno* e *leucite* in percentuali eguali, da *plagioclasio*, da rare plaghettes di *sanidino*, *biotite*, *nefelina*; tra gli accessori abbondante è la *magnetite*. (tab. 3 anal. 2).

⊕^f — *Agglomerato caotico. Tufi, tufiti* (F° 144).

Questa formazione è comprensiva di tutti i prodotti piroclastici originatisi per ricaduta (*ash fall*, *pumice fall eruptions*) e precedenti alla messa in posto dell'ignimbrite ($\tau\phi^w$).

Caratteristica comune a quasi tutti gli orizzonti compresi in questa formazione è la graduale diminuzione della potenza da occidente ad oriente, la continuità degli affioramenti, interrotta solo da fenomeni di erosione, la frequente classazione dei materiali, sia in senso verticale che orizzontale. Ad occidente della SS. Flaminia, tra Rignano Flaminio e Prima Porta, la colorazione di questi tufi stratificati è su varie tonalità del rosso, giallo o grigio; la matrice generalmente grossolana, compatta ed omogenea, risulta costituita, in prevalenza, da piccole pomice, lapilli e cristalloclasti di *leucite*, *augite*, *mica* e *sanidino*. La matrice ingloba in generale frammenti enallogeni di varia natura, tra i quali xenoliti del substrato sedimentario, il più delle volte metamorfosate.

In talune località, in corrispondenza di tagli freschi nella roccia, si sono osservate xenoliti argillose con diametro fino a 20 cm.

La matrice può prevalere rispetto agli inclusi o mancare del tutto.

Nel primo caso si osservano strati a grana molto fine costituiti esclusivamente da lapilli e ceneri, nel secondo caso si tratta di veri e propri agglomerati caotici più o meno grossolani, costituiti da brandelli lavici, scorie nere, pomice, elementi del substrato sedimentario. La parte alta della formazione risulta particolarmente ricca di livelli di pomice bianche e grige, di varia grandezza.

Ad oriente della SS. Flaminia si osserva una graduale diminuzione degli inclusi ed una netta prevalenza di livelli a matrice cineritica di colore dal grigio-chiaro al giallo-vivo; questi orizzonti molto spesso sono caratterizzati da una struttura pisolitica e mostrano chiari resti di frustoli vegetali. A detti livelli si intercalano paleosuoli avana o neri di spessore variabile, lenti alluvionali e sottili orizzonti di tufiti e prodotti derivanti da un ambiente di sedimentazione limno-palustre (vedi diatomiti).

τ_1^w — *Ignimbrite (s.l.) tefritico-leucitica* (« tufo giallo litoide » Auct.) (F° 144).

Questa ignimbrite si rinviene in un'area compresa tra Rignano Flaminio ed il fosso S. Martino a N, la SS. Tiberina ad oriente, Prima Porta a S. La sua diffusione è discontinua; i vari affioramenti sono le propaggini periferiche di un'unica colata proveniente da occidente. Essa rappresenta il prodotto di una delle prime fasi parossistiche dei Vulcani Sabatini; nel settore occidentale del foglio, infatti, risulta sempre ricoperta da tutte le vulcaniti più recenti. La potenza massima della formazione si osserva nei pressi di valle Chiarana, tra M. Palombo e Torre Procoio, dove presenta uno spessore di 30 m circa. La roccia, particolarmente compatta ed omogenea, è generalmente gialla; a volte nella parte alta diventa meno compatta e di colore grigio; è sempre ricca di piccole pomice gialle, oltre a contenere inclusi enallogeni di varia natura, come scaglia rossa, marne grigie a spigoli grossolanamente arrotondati con un diametro medio che si aggira sui 3-5 cm; la matrice a grana molto fine contiene, fra l'altro, *pirosseno*, *mica*, *sanidino*, *leucite* e minuti frammenti calcarei bianchi metamorfosati.

Non si osservano fenomeni di classazione nella massa e la grana è generalmente uniforme; solo nelle cave di M. Palombo, in corrispondenza di due livelli di spessore non superiore al mezzo metro ciascuno, situati uno in prossimità della base e l'altro quasi al tetto della formazione, si osserva una variazione di grana: la massa di fondo diventa minuta, giallastra o grigiastrea, le pomici gialle sono particolarmente scarse, mentre si rinvencono più numerosi gli inclusi lavici.

Negli affioramenti situati a N ed a S della zona di valle Chiarana, lo spessore della formazione si riduce notevolmente e la roccia mostra una certa tendenza a suddividersi in strati. Molto spesso i vari strati mostrano una differenza, sia nella colorazione, che va dal grigio molto chiaro al giallo, sia nella grana, talora estremamente minuta, tal'altra tipicamente pisolitica.

Al microscopio la matrice del « tufo » è generalmente opaca ed ingloba cristalloclasti di *sanidino*, *pirosseno*, *biotite*, *leucite* e pomici ellittiche, a massa di fondo vitrofirica trasparente, caratterizzata da una vescicolazione minuta ed omogenea con vetro ad indice di rifrazione maggiore di quello del balsamo; in esse si rinvencono *sanidino*, *pirosseno monoclinico* e *leucite*.

SCHERILLO (1941) ha eseguito numerose analisi petrografiche e chimiche della matrice (tab. 3, anal. 3-4-5) e delle pomici (anal. 6-7): in base a questi dati la vulcanite avrebbe una composizione da tefritico-leucitica a fonolitico-leucitica.

ϑ₁-sc¹ — Cono di scorie di Casale Francalancia (F° 144).

Si tratta di un edificio vulcanico conico di modeste proporzioni, in gran parte ricoperto dai prodotti successivi; è costituito in prevalenza da grosse scorie e da due minuscole colate laviche.

Le scorie sc¹ vengono a giorno in corrispondenza del settore meridionale del cono e all'apice dell'edificio: assieme alle scorie, generalmente di grosse dimensioni e che mostrano una colorazione rosso-ruggine, si rinvencono numerosi brandelli lavici a superfici scoriacee.

Le lave ϑ₁ affiorano una alla base e l'altra in corrispondenza della parte sommitale del versante occidentale dell'edificio.

La prima è compatta e di colore grigio scuro-nerastro, mentre la seconda è interessata da una intensa fessurazione sferoidale.

Al microscopio la lava mostra struttura porfirica ipocristallina con scarsi fenocristalli idiomorfi di *pirosseno monoclinico* con spiccato pleocroismo dal verde erba al giallo verdolino; la massa di fondo è costituita da *leucite* e *pirosseno*, cui si accompagnano rari microliti di *labradorite* e *sanidino*; pure abbondante è la *magnetite*.

τφ^w — Ignimbrite da trachitica a trachifonolitica (« tufo rosso a scorie nere » Auct.) (F° 144).

Di questa vulcanite affiorano solo pochi lembi nella zona occidentale del foglio, che rappresentano la porzione più orientale di una coltre ignimbratica assai più estesa.

La vulcanite nell'insieme è abbastanza compatta ed omogenea, di colore rosso ruggine ed include grosse pomici nere a contorni irregolari, di diametro medio intorno ai 10-12 cm, con una elevata vescicolazione; nei settori periferici delle varie lingue in cui si suddivide la colata, la vulcanite diventa grigio scura (Prima Porta), affatto compatta, addirittura caratterizzata da una matrice cinerica incoerente grigio-scura, che ingloba pomici ellissoidali a contorno vetroso e nucleo microvescicolato. L'asse maggiore di ogni singola pomice si aggira sui 10 cm, ma può raggiungere anche i 50 cm; le camere delle bolle sono sempre allungate e parallele fra di loro, mentre la sezione delle stesse varia da pochi centimetri a qualche millimetro. Dalla massa nera delle pomici spiccano fenocristalli allungati trasparenti di *sanidino* e rari fenocristalli bianchi alterati di *leucite*.

La massa fondamentale della vulcanite è micropomicca ed include numerosi frammenti lavici, frammenti calcarei termometamorfosati, *augite*, *sanidino* e piccole pomici grigie o giallastre, il più delle volte in via di disfacimento per alterazione, il che conferisce all'insieme un aspetto vacuolare.

Al microscopio le pomici mostrano struttura porfirica ipocristallina, con massa di fondo bollosa a fori circolari, in cui sono immersi rari feno-

crystalli di *sanidino* e scarsi microliti di *sanidino*, *plagoclasio* (*bytownite*), scarsa *leucite* e *magnetite*.

In base alle analisi di SCHIERILLO (1940) (tab. 3, anal. 8) la vulcanite in questione deriverebbe da un magma trachitico; una pomice (anal. 9) della via Tiberina ha dato invece una composizione che fa rientrare la roccia nelle fonoliti tefritiche a leucite.

d — *Diatomiti* (F° 144).

Questi depositi, anche se circoscritti alla zona di Riano, rivestono una particolare importanza per la quantità di resti organici che in esse sono stati rinvenuti: grandi vertebrati (*Elephas antiquus* FALC. & CAUTL., *Cervus* sp.), anfibi, pesci, artropodi, oltre a numerosissime forme vegetali, comprendenti naturalmente le diatomee.

Si presentano come alternanze di diatomite bianca, assai pura, strati di diatomiti miste a materiale cineritico e straterelli pomicei. I livelli diatomitici sono varvati e spesso contorti ed arricciati; lo spessore delle varve varia da 0,4 a 0,6 mm.

La successione diatomitica è stata interpretata come un deposito lacustre di acque assai limpide, in cui la presenza di silice idrotermale ha determinato un ambiente assai favorevole alla intensa proliferazione di diatomee (MASTRORILLI, 1965).

I vari Autori che si sono occupati della geologia della zona attribuiscono questi depositi all'Interglaciale Mindel-Riss; indagini di geocronologia assoluta, compiute usando il metodo delle tracce di fissione (BONADONNA & BIGAZZI, 1969), hanno ottenuto un'età di 280.000 ± 30.000 anni.

β^T — *Alternanze di tufi e paleosuoli* (F° 144).

Sono i prodotti dell'attività esplosiva dei centri eruttivi sabatini, successiva alla messa in posto dell'ignimbrite. La deposizione di questi prodotti è avvenuta ad una certa distanza dalla zona di emissione, per semplice ricaduta: gli orizzonti ad elementi più leggeri, come i tufi gialli

incoerenti o litoidi, i vari letti di lapilli e ceneri con piccole scorie intercalate, le pomici bianche, sono caratterizzati infatti da una notevole omogeneità orizzontale e verticale; gli strati grigi scuri, costituiti da elementi più pesanti come lapilli, scorie e frammenti lavici, sono quasi sempre gradati e sia le xenoliti che i brandelli lavici e le scorie difficilmente superano le dimensioni di un pugno.

Questo complesso si può seguire per più chilometri lungo la via Flaminia ed il parallelismo tra i vari strati è interrotto solo dall'intercalazione di rare lenti di lapilli a stratificazione incrociata, tipica di materiali trasportati da acque correnti.

Gli orizzonti a tetto della formazione sono quasi sempre pedogenizzati.

Le scorie ed i frammenti lavici, rinvenuti in corrispondenza dei vari livelli, si sono sempre rivelati al microscopio, di natura leucitica; sono stati rinvenuti, inoltre, proietti costituiti quasi esclusivamente da *piroseno monoclinico* e frammenti di rocce intrusive.

\mathfrak{S}^W — *Ignimbrite tefritico-leucitica* (F° 144).

È la più recente fra le ignimbrite sabatine, affiorante in alcuni lembi situati ad occidente della S.S. Flaminia, tra la stazione ferroviaria di Sacrofano e Rignano Flaminio. Dall'andamento delle varie lingue della colata, sembra che la zona di emissione sia prossima a quella che ha originato la ignimbrite più antica.

La parte basale della formazione è gialla compatta ed omogenea e passa gradualmente verso l'alto a una facies grigia, chiara, incoerente, con pomici bianche o grigie e scorie nere diffuse in maniera uniforme nella matrice micropomicea.

Nelle zone più periferiche dell'espandimento la \mathfrak{S}^W presenta molte analogie con l'ignimbrite τ_1^W ; infatti la facies superiore scompare e l'aspetto più comune è quello di una roccia compatta ed omogenea di colore giallastro, in tutto simile alla precedente.

Infine in alcune zone (monti Rosi) si osservano più colate sovrapposte. Le pomici contenute nella facies grigia presentano una colorazione

variabile dal grigio scuro al nero e sono quasi sempre caratterizzate da un bordo finemente vescicolato o vetroso; il nucleo della pomice, invece, è sempre vacuolare per l'addensamento di grosse bolle; dalla massa di fondo si evidenziano scarsi fenocristalli bianchi di *leucite* e altri allungati e trasparenti di *sanidino*.

Al microscopio le pomice mostrano struttura porfirica ialopilitica con vetro, che costituisce gran parte della massa di fondo di colore marrone chiaro, con indici maggiori di quello del balsamo.

Il vetro inoltre è caratterizzato da pori circolari minuti e contorti netti, dovuti a una vescicolazione omogenea del fuso in via di raffreddamento. Dalla massa di fondo si evidenziano in ordine di abbondanza *leucite*, *sanidino*, *pirosseno monoclinico*, *biotite*.

La *leucite* mostra contorno circolare; non mancano comunque cristalli cruciformi con inclusi disposti radialmente.

Il *sanidino* è caratterizzato da grossi fenocristalli prismatici, allungati, geminali Karlsbad, limpidi.

Il *pirosseno monoclinico* ha un abito molto irregolare; mostra un $c : \gamma$ variabile da 55° a 58° ed è pleocroico per trasparenza; si tratta quindi di un termine egirinaugitico.

La *biotite* infine si presenta in lamine molto allungate e sottili, con un pleocroismo molto marcato.

La roccia ha cioè una composizione tefritico-leucitica.

sc² — Lapilli, ceneri e scorie di M. S. Silvestro — monti Rosi (F° 144).

Questi prodotti affiorano nella zona più occidentale del foglio tra la via Flaminia e la cinta orientale del cratere di Campagnano (F° 143 « Bracciano ») e derivano tutti dall'attività intermittente finale di centri eruttivi sabatini variamente ubicati.

I livelli piroclastici di M. S. Silvestro e M. Le Crocette, da ascrivere all'attività di un'unica bocca situata tra i due dossi sopraddetti, che ne formano il recinto craterico, sono costituiti da un'alternanza di tufi chiari, cineritici, sottilmente stratificati, letti di lapilli neri, scoriette e minuscole bombe. Questi orizzonti includono blocchi a spigoli vivi,

riferibili a due diversi tipi di ignimbrite, e frammenti di lava nera molto vacuolare.

Spesso in corrispondenza degli inclusi più grossi si osserva una impronta di carico o una infossatura d'impatto, che attraversa più livelli sovrapposti.

I livelli piroclastici dei M. Rosi sono del tutto simili a quelli di M. S. Silvestro; però nei vari orizzonti mancano i grossi inclusi; inoltre dalla giacitura degli strati di lapilli e ceneri sembra di poter arguire una provenienza da centri eruttivi situati più ad occidente.

Per quanto riguarda la composizione dei principali costituenti dei livelli descritti, i grossi blocchi ignimbritici di M. S. Silvestro sono riferibili, in parte, a **9^w**.

Le bombe ed i frammenti di lava scoriacea rinvenuti in **sc²** si sono rivelate di tipo leucitico; i campioni esaminati mostrano struttura porfirica da ipocristallina a vitrofirica, con grossi fenocristalli di *pirosseno monoclinico* immersi in una massa di fondo particolarmente ricca di *leucite*, prevalente sui microliti pirossenici; nella massa di fondo inoltre si osservano ossidi di ferro, vetro e microliti non risolvibili. Le analisi di scorie e frammenti lavici dei monti Rosi rivelano una composizione mineralogica del tutto simile ai frammenti di lava di M. S. Silvestro, con l'unica differenza che in alcune scorie i vacuoli sono riempiti da calcite di deposizione secondaria.

Le scorie laviche dei monti Rosi mostrano una struttura porfirica ipocristallina ialopilitica con grossi fenocristalli di *augite*, *labradorite* e *biotite*. La *leucite* è abbondante ed ha dimensioni intermedie tra i fenocristalli e i microliti della massa di fondo; questi ultimi sono rappresentati da *augite*, *leucite*, *labradorite*, *biotite* ed ossidi di ferro.

Prodotti dei Vulcani Cimini o Vicani.

t¹ — Tufi gialli (Borghetto) (F° 138).

Si tratta di un piccolissimo affioramento lungo la S.S. Flaminia, poche centinaia di metri prima dell'abitato di Borghetto, al disotto della colata di tefrite leucitica **β1**. Si presenta come un banco di tufo a prevalente

matrice cineritica giallastra, con numerosi lapilli, pomicette e xenoliti, di diametro compreso in media tra 1 e 3 cm; la sua composizione è di tipo trachitico.

Da quanto risulta nei fogli limitrofi (Viterbo e Bracciano) questo affioramento dovrebbe far parte di un complesso tufaceo composito, di grande estensione cronologica ed areale, con periodi alternati esplosivi ed erosivi, intercalato alle manifestazioni laviche ed ignimbriche dei Cimini.

$\beta 1$ — *Tefrite leucitica* (Borghetto) (F° 138); $\Lambda 9$ — *Colata di tefrite leucitica* (Borghetto) (F° 144).

La colata in questione proviene da una bocca eccentrica del Vulcano di Vico, localizzabile nella parte SE del foglio Viterbo. La roccia, generalmente grigio-scura con grossi fenocristalli di *leucite*, che possono raggiungere 1 cm di diametro, dai cavatori denominata « occhio di pesce », solo raramente ha l'aspetto lapideo della lava, come a S di Borghetto nei pressi del casello delle FF.SS., dove appare chiaramente sottoposta all'ignimbrite $\mathfrak{D}\varphi^w$, nella quale è presente come incluso.

Al microscopio la vulcanite mostra una struttura nettamente porfirica ipocristallina, con fenocristalli di *leucite* di prima generazione con dimensioni di gran lunga superiori a quella dei fenocristalli di seconda generazione, rappresentati, in ordine decrescente di abbondanza, da: *sanidino*, *plagioclasio labradoritico-bytownitico* e *leucite*. La massa di fondo, che costituisce gran parte della roccia, è formata da *leucite*, microliti di *pirosseno*, *sanidino* e *plagioclasio*, questi ultimi molto scarsi; tra i minerali accessori, è abbondante la *magnetite*. Dalla associazione paragenetica dei minerali risulta evidente che si tratta di una tefrite leucitica, passante a tefrite fonolitica.

t^2 ; $\mathfrak{D}\varphi^w$ — *Ignimbrite tefritico-fonolitica* (« tufo rosso a scorie nere », Auct.) (fogli 138 e 144).

Affiora quasi esclusivamente nell'angolo NW del foglio Palombara Sabina oltre a un piccolissimo affioramento nel foglio Terni. In generale la roccia è giallo-rossiccia e compatta con grosse pomici nere che spiccano sulla matrice, ma sovente si osservano tasche o nuclei grigio scuri inco-

renti. Secondo LOCARDI (1965) la facies rossiccia sarebbe il prodotto dell'alterazione di quella grigia; quest'ultima, inoltre, sembra tipica della parte alta della formazione. La matrice della vulcanite è costituita quasi esclusivamente da pomici con diametro compreso tra 10 cm e 1 mm. Le grosse pomici nere, il cui diametro può raggiungere anche i 30 cm, hanno generalmente forma ellittica, sono fortemente vacuolari, senza che le camere delle bolle presentino una direzione di allungamento; inoltre sono caratterizzate da una minuta punteggiatura biancastra, dovuta a fenocristalli di *leucite* alterata, sparsi nella matrice; più raramente la matrice vetrosa, contiene anche fenocristalli limpidi di *sanidino*.

Nella matrice oltre alle pomici nere, si notano numerosi inclusi lavici particolarmente ricchi di fenocristalli di *leucite*, del tutto simili alla tefrite leucitica precedente ($\Lambda 9$).

Al microscopio le pomici mostrano struttura porfirica vitrofirica: tra i fenocristalli sono rappresentati: il *pirosseno monoclino*, in cristalli di grosse dimensioni, verde per trasparenza con un rapporto $c : \gamma$ di 60° circa e il *sanidino*, quest'ultimo a contorni molto irregolari.

La massa di fondo è costituita da vetro di colore bruno, tappezzato di bolle a camere ellittiche, il cui interno è rivestito da un minerale birifrangente, limpido per trasparenza; si osservano inoltre rari microliti rotondeggianti di *leucite* (tab. 3, anal. 10).

Prodotti del Vulcano Laziale.

Λ^T — *Tufi incoerenti* (F° 144).

Si tratta di tufi originatisi per normale ricaduta in ambiente subaereo o più raramente palustre, sovente separati da paleosuoli avana. La colorazione dei livelli tufacei varia dal grigio-chiaro, all'avana, al rosso, la grana è quasi sempre minuta; sono generalmente incoerenti, a parte rari livelli litoidi giallastri o grigi, a struttura pisolitica.

Λ^T — *Piroclastite leucitica* (« tufo lionato » Auct.) (F° 144).

Questa roccia, unico tufo litoide del Vulcano Laziale affiorante nella zona, colma antiche depressioni, per cui appare assai probabile una messa

in posto per colata e non per ricaduta; si tratterebbe cioè della facies periferica di una colata piroclastica.

La parte basale litoide del complesso è rappresentato da una roccia di colore variabile da giallastro a marrone rossiccio, omogenea e compatta. La parte alta è grigio scura e quasi incoerente, il passaggio tra le due facies avviene sempre senza soluzione di continuità.

La matrice risulta costituita, nella parte bassa, da lapilli a grana fine, scorie minute e cristalli di *pirosseno*, *augite* e *leucite*.

Verso l'alto la matrice diventa cineritica, scura, con una minuta punteggiatura biancastra dovuta a fenocristalli di *leucite*.

La roccia è quasi sempre interessata da una fratturazione poliedrica, per cui solo raramente può essere utilizzata come materiale da costruzione.

Al microscopio la matrice ha un aspetto più o meno torbido e talora è totalmente sostituita da *zeoliti* o addirittura, come a C.le Andrezza, da *calcite* secondaria, in cui sono immersi fenocristalli di *pirosseno monoclino*, *leucite*, *mica verde* in lamine allungate, minuti frammenti di lave leucititiche e numerose pomici a contorno ellittico. La massa di fondo di queste ultime si mostra ora limpida ora opaca e contiene sempre microliti leucitici.

Alla base di questa vulcanite si rinvencono livelli di lapilli e scorie, di tufi giallastri a grana estremamente fine ed a fratturazione concoide e di tufi pisolitici, che, per l'esiguità dello spessore, è stato impossibile cartografare separatamente.

Al microscopio i tufi giallastri mostrano una massa di fondo formata da sostanze argillose, da ossidi di ferro e pomici a struttura bollosa, con microliti leucitici, pirossenici e feldspatici.

Vulcaniti di Cupaello e della valle dell'Aniene.

βm — *Kalsilite-melilitite di Cupaello*; **t** — *tufi grigi (Villa Pulcini)* (F° 138).

Il piccolo apparato vulcanico di Cupaello è caratterizzato da un'unica colata di lava, di lunghezza inferiore al chilometro e di spessore compreso fra 2 e 7 m. I rapporti con i depositi lacustri della piana reatina

non sono evidenti; in base ai dati morfologici sembra possibile considerare questa colata più recente dei depositi lacustri, probabilmente erosi al momento della effusione lavica.

Situata pochi chilometri a NE di Rieti, venne segnalata da VERRI (1883) ed analizzata da BRUGNATELLI (1883). Ulteriori studi sono stati effettuati da FOLGHERAITER (1902), SABATINI (1903; 1906), LOTTI (1906; 1926) ed infine da RODOLICO (1937) che ha tentato una interpretazione dei vari problemi petrografici e vulcanologici. Con un recente studio GRAGNANI (1972) ha definito con esattezza la natura della roccia ed il suo chimismo (tab. 3, anal. 12, 13, 14), riconoscendo inoltre la probabile estensione originaria delle piroclastiti di base. La paragenesi mineralogica è rappresentata da: *kalsilite*, *melilitite*, *pirosseno*, *flogopite*, *monticellite*; accessori la *perowskite*, *l'ematite* e minerali opachi; la roccia di tipo femico sottosaturo potassico è classificabile come una kalsilit-melilitite.

Da sottolineare la notevole analogia con il chimismo della lava di S. Venanzo, già notata da MITTEMPERGHER (1965), che con MARINELLI (1967) ha ipotizzato un'unica origine per le due manifestazioni.

Nella piana di Leonessa appaiono due piccoli affioramenti di tufo grigio poco coerente, direttamente sovrapposti alla parte argillosa del complesso lacustre.

Λ^w — *Ignimbrite leucititica* (« Necks a pozzolana », Auct.) (F° 144).

Il fuso che ha generato questa vulcanite è venuto a giorno attraverso fessure orientate NE-SW nei pressi di Vicovaro, pochi chilometri ad E di Tivoli, nell'angolo SE del foglio, in corrispondenza della media valle dell'Aniene.

La distribuzione areale della vulcanite risulta limitata dalla morfologia preesistente, rappresentata da una valle angusta e profonda che ha ostacolato il fluire del fuso. Inoltre è probabile che l'attività erosiva del fiume abbia asportato successivamente gran parte della vulcanite; solo raramente, come in corrispondenza della cava di pozzolana situata tra i Km 41

e 42 della SS. Tiburtina, si può osservare la sovrapposizione diretta della vulcanite al substrato.

Tutta la massa è in genere caratterizzata da una fratturazione prismatica colonnare; talora si osservano inglobati anche grossi blocchi calcarei, come a Grotta Paghetto.

La roccia presenta un colore d'insieme pressochè nero e da compatta ed omogenea con facies lavica, può diventare incoerente e costituita quasi esclusivamente da scorie minute. Le facies più lapidee, che sembrano caratterizzate la zona centrale e basale degli affioramenti, sono costituite anch'esse da scorie minute, il cui diametro non supera il centimetro, da fenocristalli di *leucite*, minuti frammenti calcarei cotti, immersi e cementati da una massa di fondo grigio-scura, minutamente bollosa. In alcune zone, come nella cava di cui sopra, la roccia al contatto con il substrato mostra una facies a liste pomicee nere, schiacciate ed isorientate, immerse in una massa di fondo micropomicea, conseguente ai fenomeni di frizione della colata sul substrato.

Al microscopio la struttura è porfirica ipocristallina, con fenocristalli di *leucite*, geminati polisinteticamente, torbidi e fenocristalli di *pirosseno monoclinico*, allungati, con contorni frastagliati.

La massa di fondo vetrosa è completamente opaca, con una vescicolazione ora appena accennata, con bolle rotondeggianti minute, ora spinta, con bolle molto irregolari e frequenti; il vetro si riduce così a liste a forma di X ed Y. Nella massa di fondo opaca sono immersi microliti leucitici « cruciformi o stellari », che, secondo MILLOSEVICH (1942), sono dovuti ad un brusco arresto della cristallizzazione, oltre a microliti *pirossenici* e *magnetite*. Più frequentemente però la massa di fondo è completamente costituita da minerali birifrangenti, talora anche a struttura sferulitica, più o meno limpidi, legati a fenomeni di zeolitizzazione del vetro. Detti minerali circondano « isole » vetrose a struttura bollosa, da opache a trasparenti, con microliti cruciformi di *leucite* e piccoli inclusi enallogeni marnoso-calcarei. Sia dall'associazione paragenetica fondamentale osservata, che dall'analisi chimica eseguita dal MILLOSEVICH (tab. 3, anal. 11), la roccia può definirsi una leucitite.

Vulcaniti di provenienza mista.

e — *Materiale di disfacimento dei tufi* (F° 138): **tps**, **tpt**, **dtf** — *Tufi pedogenizzati* (F° 144).

Con la sigla **tps** vengono indicati sia i tufi di copertura, provenienti da vari apparati e di cui non è possibile stabilire il centro di provenienza, sia i depositi piroclastici più periferici e quindi con facies meno tipiche; di conseguenza mentre i primi costituiscono la parte più alta della successione, i secondi possono rappresentare indifferentemente tutti o solo alcuni livelli del complesso. Caratteristica comune di queste piroclastiti, almeno per quanto riguarda la parte affiorante, è l'estremo grado di alterazione, per cui si presentano quasi sempre poco compatte o del tutto incoerenti, passando a veri e propri suoli (**e**), contenenti a volte rari ciottoli.

Con **tpt**, invece, sono indicati vari livelli piroclastici, nei quali si intercalano, con una certa frequenza, paleosuoli neri o bruni ed incrostazioni o addirittura livelli travertinosi.

La formazione **dtf**, particolarmente diffusa ai piedi dei rilievi mesozoici dei monti Cornicolani, ha una potenza notevolmente variabile; è costituita essenzialmente da livelli cineritici grigiastri o giallastri, talora con impronte di frustoli vegetali, intercalati a paleosuoli argillosi e quasi sempre sottoposti a detrito di falda; quest'ultimo è a sua volta costituito da grossi elementi calcarei, immersi in una matrice minuta, formata in gran parte da lapilli, ceneri e piccole pomice bianche dilavate.

OLOCENE

a-II⁷; qa — *Terrazzi fluviali* (fogli 138 e 144).

Le alluvioni terrazzate recenti, escluso il breve tratto del Tevere compreso fra Filacciano e Fiano R. (F° 144), sono sempre notevolmente estese anche lungo le valli affluenti e in particolare nella piana reatina. Le quote di questa superficie vanno da circa q. 45-50 a N (Otricoli, F° 138) a meno di q. 20 a S (Prima Porta, F° 144).

TABELLA N. 3

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	57,38	49,06	46,70	46,31	43,91	42,88	47,36	57,88	54,69	53,54	42,58	41,40	42,09	42,64
TiO ₂	0,18	0,75	0,52	0,28	0,28	0,30	0,37	0,65	0,54	0,87	0,80	1,19	1,28	0,87
ZrO ₂	0,17	0,05	—	—	—	—	—	0,08	0,08	0,09	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18,86	15,24	18,30	16,34	15,42	17,88	17,07	20,30	18,07	18,64	14,72	7,55	7,16	7,01
Fe ₂ O ₃	3,70	6,30	1,89	3,52	2,56	4,65	3,73	1,62	2,32	3,31	9,71	4,41	4,71	5,78
Feo	1,68	4,17	1,50	0,53	1,28	0,20	0,28	1,65	0,74	1,70	0,28	2,95	2,59	1,66
MnO	0,07	0,17	—	—	—	—	—	0,27	0,17	0,15	0,12	0,14	0,07	0,16
MgO	0,41	4,10	1,19	1,44	1,54	1,12	0,82	0,75	0,41	1,71	4,17	11,20	11,03	10,86
CaO	3,02	10,41	6,52	9,76	11,34	6,36	7,11	3,01	3,10	5,72	10,03	15,99	15,43	14,53
BaO	0,03	0,09	—	—	—	—	—	tracce	0,06	0,15	—	—	—	—
K ₂ O	7,75	5,83	5,48	7,50	4,22	5,63	3,24	6,72	6,37	3,23	6,41	5,33	5,57	5,61
Na ₂ O	3,83	2,16	1,70	1,34	1,02	1,05	1,76	4,04	3,60	5,07	1,87	0,55	0,22	0,71
SO ₃	0,08	0,10	0,22	—	—	—	—	0,04	0,06	0,04	—	—	—	0,62
Cl	0,03	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O	—	—	—	—	—	0,20	0,16	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,07	0,22	0,20	0,12	0,18	—	—	0,10	0,06	0,27	1,12	1,20	0,99	1,26
CO ₂	—	—	—	6,13	6,04	—	1,04	—	—	—	—	2,11	—	—
H ₂ O	1,70	0,42	9,45	3,01	5,83	7,74	6,61	0,22	4,21	1,41	3,86	2,32	3,98	2,28
H ₂ O+	1,92	0,76	11,40	3,88	6,86	12,15	10,31	2,68	5,71	3,94	4,57	3,08	4,57	6,22

Analisi n. 1 - Lava microvescicolata trachitica (τ) (An. Scherillo)
 » » 2 - Tefrite leucitica (ϑ) di Castelnuovo di Porto (» »)
 » » 3 - Matrice dell'ignimbrite tefritico-leucitica « Tufo giallo litoide » di Prima Porta (τ_1^y) (» »)
 » » 4 - Matrice dell'ignimbrite tefritico-leucitica « Tufo giallo litoide » della Via Tiberina (τ_1^y) (» »)
 » » 5 - Matrice dell'ignimbrite tefritico-leucitica (τ_1^y) « Tufo grigio » della Via Tiberina (» »)
 » » 6 - Pomici dell'ignimbrite tefritico-leucitica (τ_1^y) « Tufo giallo litoide » di Prima Porta (» »)
 » » 7 - Pomici dell'ignimbrite tefritico-leucitica (τ_1^y) « Tufo giallo litoide » della Via Tiberina (» »)

Analisi n. 8 - Pomici dell'ignimbrite da trachitica a fonolit-tefritica ($\tau\varphi^w$) del « Tufo rosso a scorie nere » di Prima Porta (An. Scherillo)
 » » 9 - Pomici dell'ignimbrite da trachitica a fonolit-tefritica ($\tau\varphi^w$) « Tufo rosso a scorie nere » della Via Tiberina (» »)
 » » 10 - Pomici dell'ignimbrite tefritico-fonolitica ($\vartheta\varphi^w$) « Tufo rosso a scorie nere » di Civitacastellana (» »)
 » » 11 - Ignimbrite leucitica della media Valle dell'Aniene (Δ^w) « Neckcs degli Autori » (» Millosevich)
 » » 12 - Lava di Cupello (β_m) Kalsilite melilitite (» Falchi)
 » » 13 - » » » (β_m) » » (» Gragnani)
 » » 14 - » » » (β_m) » » (» Rodolico)

lp — *Terreni limnopalustri*; **a¹** — *Alluvioni attuali* (F° 138).

Si riconosce talvolta un'unica superficie a quota ancora inferiore che rappresenta la superficie alluvionale attuale, alla quale si può ritenere equivalente quella zona acquitrinosa occupata da terre nere (**lp**) circostante i laghi di Ripa Sottile (Rieti) e gli altri ancora oggi esistenti e interessata dalle eventuali variazioni di quota della superficie del lago.

Questi depositi sono costituiti da ghiaie variamente cementate, spesso a stratificazione incrociata, con livelli e lenti di sabbia giallastra, contenenti a loro volta orizzonti ciottolosi; sono presenti anche lenti e tasche di argille e limi, ricchi di frustoli carboniosi.

ql² — *Depositi palustri* (F° 144).

Argille limose, talvolta ciottolose, di origine palustre, si rinvencono in località Cerreto, a W di Palombara Sabina e lungo la valle dell'Aniene. In quest'ultima località, tali depositi sono stati probabilmente determinati dallo sbarramento della valle da parte dei prodotti dell'attività vulcanica locale.

dt³; **dt** — *Detrito* (F° 138; 144).

Con la sigla **dt³** e **dt** sono stati indicati depositi detritici recenti prevalentemente carbonatici; per lo più scarsamente cementati nell'area del foglio Terni.

qr — *Terre rosse e detriti* (F° 138); **qe** — *Coperture eluviali e colluviali* (F° 144).

Questi prodotti di alterazione e di dissoluzione dei carbonati, misti a materiale detritico, si rinvencono talora su ampie estensioni (monti Sabini) e con spessore notevole al di sopra delle formazioni calcaree e soprattutto sul calcare massiccio.

V — TETTONICA

GENERALITÀ

Lo studio delle strutture tettoniche di questo settore dell'Appennino ha messo in evidenza l'importanza delle deformazioni sinsedimentarie dovute a movimenti verticali di subsidenza differenziata nel tempo e nello spazio (BERGOMI *et al.*, 1969; MANFREDINI & MANGANELLI, 1969; MANGANELLI & TILIA, 1969; COLACICCHI *et al.*, 1970; CENTAMORE *et al.*, 1971), prospettando un nuovo modello interpretativo dell'evoluzione tettonica dell'Appennino.

Secondo questo modello le attuali strutture delle formazioni cenomesozoiche dell'Appennino possono, in modo estremamente schematico, considerarsi come derivate dalla sovrapposizione di deformazioni avvenute in due fasi distinte.

Nell'area in esame la prima fase, che può denominarsi « tettogenesi », va dal Trias superiore al Miocene medio, cioè ha una durata di 170 m.a. circa. Durante questa fase da lente deformazioni sinsedimentarie derivano alti paleostrutturali stabili o poco subsidenti e zone esclusivamente o prevalentemente subsidenti⁹. La subsidenza in taluni casi è accompagnata da deformazioni gravitative sin- e postsedimentarie.

⁹ Il meccanismo di formazione di queste paleostrutture è quindi identico a quello delle *anteclisi* e *sineclisi* della copertura di piattaforma; la differenza è nelle grandi dimensioni e nell'andamento isometrico delle strutture di questa zona in contrapposizione con le dimensioni relativamente ridotte e l'andamento allungato delle strutture sinsedimentarie delle aree di geosinclinale. Malgrado queste differenze, nella presente nota, in mancanza di una nomenclatura specifica, anche le strutture sinsedimentarie di questo settore dell'Appennino, nella generalità dei casi, verranno provvisoriamente indicate con i termini di anteclisi e sineclisi.

Dal Miocene superiore al Pliocene inferiore, cioè per un periodo di oltre 9-10 m.a., la subsidenza si arresta.

La seconda fase, che può denominarsi « orogenesi »¹⁰, sembra corrispondere all'intervallo Pliocene medio-Pleistocene superiore, cioè ad un periodo di 6-7 m.a.; essa in corrispondenza della catena Appenninica è caratterizzata in prevalenza da rapidi sollevamenti, accompagnati da locali fenomeni di subsidenza, dai quali derivano le « fosse intermontane », sovrainposte alle strutture precedenti; nelle zone esterne alla catena appenninica, verso E e verso W, i fenomeni di subsidenza prevalgono su quelli di sollevamento.

L'area dei due fogli geologici può essere suddivisa in due settori con evoluzione tettonica diversa, rispettivamente ad W e ad E dell'allineamento Stifone-Montebuono-Poggio Catino-Montelibretti-Marcellina.

Settore occidentale — Questo settore, dominio quasi esclusivo di un paleoalto sinsedimentario infraliassico, la « dorsale tiberina », stabile dalla fine del Giurassico al Miocene, è stato interessato contemporaneamente al sollevamento dell'Appennino, da una fase subsidente, prolungatasi dal Pliocene fino al Pleistocene inferiore-medio, localmente documentabile a partire dal Pliocene superiore.

Questo bacino plio-pleistocenico, che può interpretarsi come una retrofossa, è stato successivamente implicato nelle ultime fasi del sollevamento orogenico, accompagnate dalla massima parte dell'attività vulcanica degli apparati vicano e sabatino.

Settore orientale — Le caratteristiche strutturali fondamentali della zona derivano principalmente dalle deformazioni sinsedimentarie della fase indicata come « tettogenesi », mentre i pur importanti fenomeni di sollevamento della fase orogenica hanno avuto un'influenza relativamente secondaria e probabilmente localizzata nella definizione delle strutture.

¹⁰ Nella presente nota ai termini « tettogenesi » e « orogenesi » viene attribuito un significato in parte diverso da quello di uso comune.

Nella parte occidentale i principali alti paleostrutturali sinsedimentari stabili, che spesso evolvono come anteclisi, hanno direzione NW (M. Soratte-Fiano-monti Cornicolani, catena Amerina-M. San Pancrazio); nella parte centrale direzione N-S (monti di Battiferro-monti Sabini-monti Lucretili); nella parte orientale, dove le strutture sono di limitata lunghezza, principalmente direzione NNE-SSW.

L'orientamento generale delle strutture, convergenti tra loro verso S, è quindi conforme alla chiusura meridionale della miogeosinclinale che si restringe gradualmente in questa direzione, annullandosi del tutto nell'area del F° 150 Roma, probabilmente nella zona del Vulcano Laziale.

Le dimensioni, l'orientamento e la forma delle zone di subsidenza, che generalmente evolvono come sineclisi, sono determinate dalla posizione reciproca degli alti paleostrutturali.

Gli assi delle sineclisi presentano generalmente immersione N, probabilmente per una maggiore e prolungata tendenza alla subsidenza verso il centro della miogeosinclinale e per la sostanziale stabilità del bordo meridionale, in prossimità della chiusura di questa megastuttura.

Analogamente si può osservare una graduale tendenza alla stabilizzazione sempre più precoce delle sineclisi, spostandosi verso E, cioè verso il margine stabile orientale della miogeosinclinale. Il nucleo delle sineclisi occidentali (T. Aia, T. Serra) è costituito dal flysch medio-miocenico; le sineclisi poste in posizione centrale hanno al nucleo piccoli e discontinui affioramenti di marne del Miocene inferiore; il nucleo delle ultime sineclisi orientali (Monteleone di Spoleto, valle del Turano) è dato da esigui lembi di scaglia cinerea; infine alcune sineclisi della parte mediana del settore orientale del foglio Terni (Cima d'Arme, ecc.) e quelle del gruppo del M. Terminillo (nell'adiacente F° 139 L'Aquila) si chiudono con la maiolica e solo in qualche caso con piccoli lembi di scaglia rossa.

Un altro elemento strutturale comune ai due fogli è la generale tendenza al ribaltamento e al sovrascorrimento delle anteclisi verso E; non mancano talora ribaltamenti anche sul lato occidentale (monti Sabini, T. Canera, Colle Linzoli), che determinano la formazione di strutture simmetriche centripete e centrifughe in contrasto con la generale

vergenza E o NE delle strutture dell'Appennino (MANFREDINI & MANGANELLI, 1969).

Questi motivi strutturali sono probabilmente dovuti in modo determinante a deformazioni sinsedimentarie per subsidenza e per gravità, esplicatesi durante il ciclo giurassico-miocenico.

Per una corretta interpretazione dell'entità dei sovrascorrimenti si deve osservare che i bordi orientali delle anteclisi sono spesso caratterizzati da successioni ridotte e lacunose. Per questo motivo, dato il limitato spessore delle serie litostratigrafiche deformate, l'entità apparente della dislocazione tettonica, dedotta dai soli dati stratigrafici, è spesso di gran lunga superiore all'effettivo rigetto.

L'inizio del sollevamento della catena appenninica può essere riportato probabilmente al Pliocene inferiore; il sollevamento, prolungatosi durante il Pliocene ed il Pleistocene, è tutt'ora in atto, come è dimostrato dalla tettonica quaternaria e dalla sismicità della zona.

Al sollevamento generale si accompagna, probabilmente a partire dal Pleistocene inferiore o forse dal Pliocene superiore¹¹, una subsidenza localizzata (fosse intermontane), accompagnata da sedimentazione lacustre, interpretabile come una « molassa ». Fasi di sollevamento, con intensità e modalità diverse da luogo a luogo, hanno accompagnato e seguito la formazione di questi bacini, come può dedursi dai terrazzamenti dei depositi lacustri (bordo settentrionale del bacino di Rieti), dalle dislocazioni che attraversano i sedimenti pleistocenici (Sangemini), dalle differenti quote a cui si trovano i depositi dei vari bacini o talora lembi di uno stesso bacino (bordo N e S del bacino di Rieti).

ANALISI DELLE STRUTTURE.

L'analisi procede da SW verso NE, dal foglio Palombara Sabina al foglio Terni, cioè dalla dorsale tiberina alla miogeosinclinale umbra, interessando successive strutture allungate generalmente in senso meridiano.

¹¹ A Spoleto, cioè almeno in una parte del bacino tiberino, è documentata la presenza del Villafranchiano inferiore (= Pliocene superiore).

1. *Monte Soratte, monti Cornicolani* — Il primo allineamento strutturale positivo è costituito dal M. Soratte a NW e dai monti Cornicolani a SE.

Piccoli affioramenti mesozoici fra S. Oreste e Fiano Romano testimoniano il prolungamento del M. Soratte verso SE; dati gravimetrici indicano chiaramente la continuità della struttura positiva al di sotto dei depositi plio-pleistocenici della valle del Tevere.

L'isolamento della piccola catena montuosa del M. Soratte in mezzo ai depositi plio-pleistocenici rende parzialmente ipotetica l'interpretazione tettonica di questa struttura, che potrà essere modificata da appositi studi e dalla raccolta di nuovi dati.

L'affioramento di calcare massiccio del Lias inferiore che, a NW di S. Oreste, costituisce il M. Soratte propriamente detto, ha le caratteristiche di un paleoalto sinsedimentario stabile.

Le calciruditi avana e grigiastre ed i sovrastanti calcari grigiastri con noduli di selce del Lias medio, ricoperti in corrispondenza delle prime case di S. Oreste da alcuni metri di calcari carnici, avana, grigi, del Lias superiore-Dogger, presenti alla periferia dell'alto stabile in una area moderatamente subsidente, aumentano di spessore in direzione E, denotando un probabile aumento del gradiente di subsidenza in questa direzione.

Nella zona, stabilizzatasi durante il restante Giurassico e per quasi tutto il Cretacico, la sedimentazione riprende durante il Cretacico superiore e l'Eocene inferiore in due aree subsidenti, forse parzialmente distinte, a NE (in località il Casone) e a S del M. Soratte, dove depositi di questa età sono stati attraversati per oltre un chilometro, a q. 150 circa, dalla galleria dell'Acquedotto del Peschiera, fra M. Carolano e M. Cupellone. I piccoli affioramenti di scaglia, ubicati a S di S. Oreste, sul versante occidentale della catena, rappresentano probabilmente il bordo del secondo bacino.

Le due zone possono considerarsi collegate dall'esile e discontinuo affioramento di scaglia, che attraversa l'alto del M. Soratte tra il Casone e S. Oreste, presso il contatto Lias medio-Lias inferiore, ribattendo il limite fra paleostruttura stabile infraliassica ed area subsidente altoliassica.

La sovrapposizione stratigrafica della scaglia rossa sulle formazioni liassiche è dimostrata anche dalla presenza di piccoli inclusi di calcari del Lias medio, parzialmente arrotondati, in uno degli affioramenti di scaglia del versante occidentale della catena, a SE di S. Oreste. Altri piccoli affioramenti isolati di scaglia si rinvengono sui versanti e sul crinale del M. Soratte fino a q. 650 circa.

A NW di S. Oreste un piano di faglia inversa, con immersione 30° SW, chiaramente individuabile per circa un paio di chilometri, sovrappone il calcare massiccio, talora ricoperto da un esiguo spessore di calcari stratificati del Lias medio, al sottile affioramento di scaglia rossa che attraversa diagonalmente la catena del M. Soratte.

La posizione di questo piano di faglia, anch'esso situato lungo il bordo orientale dell'alto stabile in corrispondenza della zona di deformazioni sinsedimentarie altoliassiche e altocretacico-infraeoceniche precedentemente indicate, rende probabile un'origine almeno in parte sinsedimentaria di questa dislocazione.

All'estremità sudorientale dell'alto gravimetrico i monti Cornicolani rappresentano un'altra paleostruttura sinsedimentaria infraliassica, sulla quale sono sovrainposte piccole sineclisi, con successioni ridotte e lacunose della potenza di poche decine di metri, generalmente con nucleo di maiolica o di marne a fucoidi.

L'intervallo compreso tra il calcare massiccio e la maiolica è rappresentato talvolta dalla successione completa corniola-rosso ammonitico-diaspri, condensata in pochi metri di spessore, talvolta da una ventina di metri di calcare dolomitico verdastro con impronte di ammoniti e « filaments », attribuibile al Dogger, ricoperto o no dall'orizzonte diasprigno.

I monti Cornicolani, attraversati da alcune faglie dirette con piccolo rigetto e direzione N-S o NW-SE, non mostrano orientamenti strutturali preferenziali.

Lo scarso sviluppo della subsidenza, la stabilizzazione precoce nel Cretacico medio, la presenza di successioni stratigrafiche condensate e lacunose permettono di considerare i monti Cornicolani come parte affiorante della dorsale tiberina, sostanzialmente stabile.

2. *Monti Lucretili* — Il gruppo dei monti Lucretili, che occupa la massima parte del secondo quadrante del foglio Palombara Sabina, costituisce nella sua generalità una zona di alto stabile infragiurassico, moderatamente subsidente fino al Miocene basale lungo il bordo orientale, da S. Polo dei Cavalieri a Scandriglia, ed in corrispondenza della estremità nord-occidentale, tra Moricone e Nerola.¹²

Nel settore sud-orientale, tra S. Polo dei Cavalieri e Roccagiovine, le strutture hanno direzione NE-SW, mentre nella restante parte del bordo orientale, tra Roccagiovine e Scandriglia, la direzione delle strutture è NNW-SSE; nella estremità nord-occidentale del gruppo, tra Moricone, Montorio e Nerola, sembra prevalere la direzione strutturale NW-SE.

La natura di alto paleostrutturale infragiurassico della massima parte dei monti Lucretili è dimostrata, oltre che dalla notevole estensione dello affioramento del calcare massiccio, anche dalla posizione marginale e periferica della fascia debolmente subsidente degli affioramenti alto giurassici-inframiocenici, caratterizzati spesso da successioni lacunose e condensate; un esempio limite è rappresentato, ad W di S. Polo dei Cavalieri, da un piccolo lembo di micriti bianche e rosate, attribuibili alla formazione della scaglia rossa, sovrapposte stratigraficamente sia al calcare massiccio che alla corniola.

Al di fuori dell'affioramento di calcare massiccio, che, ricoperto da alcuni lembi di corniola costituisce la quasi totalità della parte occidentale dei monti Lucretili, altre aree sostanzialmente stabili, poste lungo i bordi del gruppo montuoso sono la zona di Roccagiovine, che separa le strutture alto giurassico-inframioceniche a direzione NE-SW (S. Polo dei Cavalieri-Roccagiovine) da quella a direzione NNW-SSE (Roccagiovine-Scan-

¹² Nell'analisi tettonica del settore orientale dei monti Lucretili, si è ritenuto opportuno adoperare i termini anticlinale e sinclinale per la descrizione dei ripetuti ripiegamenti di strutture sinsedimentarie, sovrapposte con piano assiale suborizzontale o poco inclinato. Per queste strutture, per le quali l'uso del termine anteclisi e sineclisi sembra poco rappresentativo, la denominazione anticlinale e sinclinale è stata adoperata con un significato puramente geometrico, senza nessuna implicazione sulla genesi della struttura stessa (spinta laterale postsedimentaria, deformazioni sinsedimentarie, tettonica gravitativa sinsedimentaria o postsedimentaria).

driglia), e la zona Monteflavio-Montorio, intermedia tra queste ultime e quelle a prevalente direzione NW-SE (Moricone-Montorio Romano-Nerola).

Infatti in queste due zone di alto paleostrutturale la successione stratigrafica, pur essendo quasi completa fino all'Oligocene o al Miocene basale, presenta successioni giurassiche condensate, con il Dogger-Malm inferiore in facies neritica, mentre a volte la potenza della scaglia rossa, tra le marne a fucoidi e la scaglia cinerea, si riduce a pochi metri.

Da Roccagiovine a S. Polo dei Cavalieri, e più a S fino ai monti sovrastanti Tivoli (F° 150 Roma), le varie unità litostratigrafiche sono disposte secondo fasce parallele, orientate in direzione NE-SW, con immersione prevalente a NW, e con le formazioni più antiche affioranti verso occidente, cioè verso la zona altimetricamente più elevata.

Questa apparente monoclinale rovesciata corrisponde in realtà ad una successione di strette pieghe coricate e sovrapposte con vergenza a SE, gradualmente più compresse verso S.

Questa struttura, dovuta prevalentemente a deformazioni per subsidenza sinsedimentaria e per colamenti gravitativi sinsedimentari e post-sedimentari, interessa una successione stratigrafica dal Triassico superiore al Miocene inferiore, che, dalla paleostruttura stabile altotriassica-infraliasica di M. Morra, procede verso SE con la successiva sovrapposizione di formazioni sempre più recenti, ognuna con spessori crescenti da occidente verso oriente.

La variazione di spessore si sviluppa in modo da determinare un'alternanza di strutture a minore subsidenza con altre relativamente più subsidenti, presentando sia le une che le altre, volumi stratigrafici sempre più ampi da NW a SE.

Questa interpretazione risulta evidente se si considera per esempio la zona compresa tra M. Morra e la valle dell'Aniene: alla piega anticlinatica di M. Morra, con nucleo triassico, segue la piega sinclinatica di fontana Longarina, subsidente fino al Lias superiore; al successivo alto di q. 835, su cui la sedimentazione si arresta con i calcari detritici del Dogger-Malm, seguono una sinclinale ed un'anticlinale coricate a nucleo di maiolica ed infine una sinclinale con nucleo di scaglia cinerea.

Anticlinali e sinclinali coricate, con ali dissimmetriche e con spessori crescenti da W verso E, si osservano, ripetute e sovrapposte, anche nella parte centrale e settentrionale del bordo orientale dei monti Lucretili, fra Roccagiovine e Scandriglia.

Per esempio, sul versante orientale di M. Ariaoni, ad W di Licenza, su un dislivello di circa 500 m, nella formazione della scaglia rossa, è possibile individuare quattro pieghe sovrapposte, con piano assiale suborizzontale e con nucleo di marne a fucoidi (anticlinali) o di scaglia cinerea (sinclinali).

L'estremità settentrionale del settore Roccagiovine-Scandriglia (M. Pelato-M. Serrapopolo) è caratterizzata dalla presenza di due strutture anticlinatiche coricate, simmetriche e con vergenze opposte: una sul versante orientale con vergenza E e nucleo di maiolica; l'altra sul versante occidentale con vergenza W, nucleo di corniola, l'ala diritta comprendente una serie continua dalla corniola alla maiolica, l'ala rovesciata affiorante fino al rosso ammonitico.

Questa struttura centrifuga, non interpretabile con l'ipotesi di spinte orientate post-sedimentarie in fase orogenica, sembra confermare l'importanza delle deformazioni per variazioni spaziali e temporali della subsidenza.

Nel settore nord-occidentale del gruppo dei monti Lucretili (Moricone-Montorio-Nerola) si ripete, in modo forse meno evidente, la situazione osservata a M. Pelato: la vergenza NNE o NE delle pieghe sui versanti orientali è simmetrica e centripeta rispetto a quella dell'antistante versante occidentale di M. Pelato.

Nella zona tra Montorio Romano e M. Castelvecchio il calcare massiccio, probabilmente ripiegato secondo una piega anticlinatica con vergenza N, ricopre la corniola ripiegata a sua volta in sinclinale con il rosso ammonitico affiorante al nucleo.

Una sezione circa ENE che da Colle S. Biagio, un chilometro a E di Montelibretti, raggiunga la Via Salaria presso l'Osteria dei Sorci, passando per Nerola, mostra una serie di pieghe coricate con vergenza NE: una ondulazione sinclinale ed una successione anticlinale, ambedue

con il nucleo di maiolica, una sinclinale con nucleo di scaglia cinerea all'altezza di Nerola, una stretta anticlinale di scaglia rossa ed infine una sinclinale con il nucleo di scaglia cinerea attraversata dalla Via Salaria. Nella sinclinale di Nerola con il nucleo di scaglia cinerea è evidente la disuniformità fra le due ali; infatti, spostandosi verso SW, cioè verso la paleostruttura stabile infragiurassica dei Lucretili, su una distanza inferiore ai 500 m, la scaglia rossa, dallo spessore di circa un centinaio di metri nell'ala NE, si riduce a pochi metri in quella SW.

3. *Monti Carseolani* — La zona ad oriente dell'allineamento Vicovaro-Licenza-Scandriglia, caratterizzata dalla presenza della facies di transizione fra miogeosinclinale umbra e dorsale abruzzese, è anche essa interessata da ripetute strette ondulazioni che sembrano derivare principalmente da deformazioni sinsedimentarie. La massima parte delle strutture è allungata in direzione N o NW, generalmente con vergenza verso E o NE; non mancano però strutture con vergenza diversa, per esempio N, che rendono problematica l'attribuzione di queste deformazioni ad un'unica spinta a tergo post sedimentaria.

A Colle la Spiaggia, a NE di Mandela, si individua una piega anticlinale coricata con vergenza S e nucleo di calcari detritici del Cretacico superiore-Eocene inferiore; anticlinali coricate, sempre con il nucleo negli stessi calcari detritici, ma con vergenza N, sono incise dalla valle del T. Licenza all'altezza di Roccagiovine e tra Licenza e Percile.

Particolarmente interessante è la struttura Colle Linzoli-M. Castellano, a NNW di Orvinio, assai simile a quella di M. Pelato-M. Serrapopolo. I calcari detritici del Cretacico superiore-Eocene inferiore, che costituiscono la dorsale, sono interessati da due pieghe anticlinali coricate, una sul versante orientale con vergenza E, l'altra sul versante sud-occidentale con vergenza SW.

Quest'ultima struttura deriva da una monoclinale con immersione W (Cima Castiglione) che, verso SW, tende progressivamente a raddrizzarsi e successivamente a ripiegarsi secondo un'anticlinale coricata con vergenza SW, trasformandosi gradualmente in piega-faglia.

Assetto strutturale simile, con ripetute e strette ondulazioni vergenti a E, caratterizza anche l'area a settentrione (Colle di Tora), che, al di sotto della copertura plio-pleistocenica, si raccorda verso N ai monti Reatini.

4. *Catena Amerina (settore SE)* — L'anteclisi della Catena Amerina, che prosegue verso NW nei fogli adiacenti Orvieto e Viterbo, culmina nel foglio Terni nei rilievi di M. Santa Croce-M. San Pancrazio-M. Cosce; essa è un elemento strutturale chiaramente individuato, allungato in senso appenninico per oltre 40 chilometri, dei quali 25 compresi nell'area del foglio Terni, e con una larghezza media trasversale variabile tra i 3 e i 7 chilometri.

La Catena Amerina può forse essere interpretata come il bordo orientale della dorsale tiberina.

A NW di Narni, sul lato orientale della zona centrale della catena, affiorano le formazioni triassiche basali, mentre a S, all'altezza di Poggio-Ponte Arverino, queste formazioni si trovano sul bordo occidentale.

Le successioni giurassico-cretaciche, spesso lacunose o ridotte, affiorano sui fianchi opposti, cioè su quello occidentale a NW di Narni e su quello orientale a SE; all'altezza di Narni si ha una piccola sineclisi di scaglia rossa-scaglia cinerea direttamente sovrapposta al calcare massiccio.

A SE di Narni, la gamba orientale dell'anteclisi, con successione completa ma di spessore ridotto a S, lacunosa a N, è rovesciata. A giudicare dai risultati della galleria di derivazione dell'impianto idroelettrico del Recentino, presso Narni (CONFORTO & PARBONI, 1964), è probabile che la componente orizzontale del ribaltamento, accentuato forse in parte da deformazioni orogeniche, sia di entità maggiore di quanto può dedursi dal solo esame degli affioramenti¹³. Sembra comunque scarso il valore effettivo del rigetto verticale dello spostamento, nettamente inferiore a quanto potrebbe dedursi dai contatti visibili in affioramento (scaglia rossa-calcare massiccio).

¹³ La sezione geologica allegata alla pubblicazione citata è probabilmente suscettibile di una nuova interpretazione in base ai concetti della tettonica sinsedimentaria.

Nel settore meridionale della catena, a SW di M. Cosce, si ha una doppia sineclisi asimmetrica a nucleo di maiolica, che si unifica verso SSE, ove la successione stratigrafica giunge alla scaglia cinerea. Di particolare interesse la faglia diretta longitudinale, con direzione appenninica, che, impostata sull'alto che separa i due bracci della sineclisi, si annulla in corrispondenza della sua estremità meridionale.

5. *Torrente Aia* — La sineclisi del T. Aia, compresa tra l'antecclisi del M. San Pancrazio-M. Cosce ad W ed i monti Sabini ad E, presenta ali convergenti verso S; essa si chiude all'altezza di Vacone-Montasola, dove le antecclisi amerina e sabina tendono a congiungersi. L'ala orientale è una monoclinale con immersione W; l'ala occidentale è rovesciata sotto l'antecclisi M. San Pancrazio-M. Cosce. Verso N (M. Ippolito) una piccola anticlinale a nucleo di scaglia rossa interrompe la regolarità della struttura.

6. *Monti Martani (settore meridionale)* — A N del F. Nera l'ampia e tozza sineclisi allungata in direzione meridiana, con nucleo di marnoso-arenacea, è caratterizzata da una successione stratigrafica probabilmente lacunosa e di limitata potenza. Infatti i due affioramenti di calcare massiccio, ad E e ad W dell'asse della sineclisi, parzialmente in contatto stratigrafico con la sovrastante scaglia rossa, denotano la presenza di alti paleostrutturali infragiurassici sepolti, con successioni stratigrafiche lacunose e di spessore limitato, che probabilmente suddividono la sineclisi in strutture di secondo ordine.

7. *Monti di Battiferro e Monti Sabini* — La successiva unità strutturale è data dall'antecclisi monti di Battiferro-monti Sabini. I monti di Battiferro, posti sul margine settentrionale del foglio Terni, ad W del F. Nera, costituiscono il settore settentrionale di questa struttura; essi si allungano circa in direzione N-S, con tendenza a ruotare verso NNE, in corrispondenza della estremità settentrionale.

Lungo il bordo occidentale il nucleo liassico della struttura viene generalmente a contatto diretto con la maiolica o con la scaglia rossa; è probabile che questo rapporto derivi non solo dallo sviluppo di feno-

meni orogenici, ma anche da un originario rapporto stratigrafico, come sembra deducibile sia dalla presenza più a W degli affioramenti di calcare massiccio ricoperti stratigraficamente dalla scaglia, precedentemente segnalati, sia dalla evidente tendenza delle strutture sinsedimentarie del bordo settentrionale del foglio Terni ad atrofizzarsi verso S e SW.

Sul loro bordo orientale i monti di Battiferro sono caratterizzati dalla presenza di una ondulazione sineclisica secondaria, orientata N-S, con nucleo di maiolica.

A S dei monti di Battiferro, l'antecclisi dei monti Sabini, si allunga in direzione meridiana da Terni a Poggio Mirteto per oltre una trentina di chilometri, con una larghezza media di 5-6 Km.

Nella zona assiale della struttura affiora unicamente il calcare massiccio e la corniola; il bordo occidentale è caratterizzato da successioni lacunose e condensate per l'intervallo Lias medio-Cretacico inferiore, mentre sul bordo orientale gli spessori delle varie formazioni a partire dalla corniola sembrano compresi nei valori medi regionali delle zone di subsidenza.

Fra M. Lacerone e Montasola una faglia orientata NNE-SSW separa la zona centrale da quella occidentale; la faglia, subverticale a N, tende ad immergersi verso E nella parte meridionale; il conseguente rovesciamento verso W si può probabilmente attribuire alla sovrapposizione di deformazioni orogeniche su una preesistente struttura sinsedimentaria.

Il bordo orientale dell'antecclisi, a N della piana di Rieti, passa alla sineclisi Colle di Labro-Palombare con una apparente monoclinale ad immersione E, interessata unicamente da qualche blanda ondulazione secondaria e da alcune modeste faglie. In corrispondenza della piana di Rieti, invece, la gamba orientale dell'antecclisi, costituita dalla maiolica e dalla scaglia rossa, è rovesciata e lievemente sovrascorsa verso E; il passaggio con la sineclisi antistante, sepolta in massima parte dai depositi plio-pleistocenici della piana di Rieti, sembra avvenire con continuità.

Più a S, tra Contigliano e Salisano, il passaggio tra l'antecclisi e la sineclisi F.so Canera-M. S. Giovanni è sottolineato da un'accentuazione del sovrascorrimento. Infatti nel tratto compreso nel foglio Terni, vengono a contatto la scaglia rossa con il bisciaro, mentre più a S, nel foglio Palom-

bara Sabina, il contatto avviene tra maiolica e scaglia cinerea, con rigetto stratigrafico maggiore. Inoltre nella zona meridionale, il bordo orientale dell'anteclisi, alle spalle del sovrascorrimento, presenta notevoli complicazioni strutturali che tendono ad accentuarsi spostandosi verso Salisano.

Questa complessa struttura, che caratterizza il bordo orientale dell'anteclisi dei monti Sabini, deriva sicuramente da una tettonica sin-sedimentaria, attribuibile ad una maggiore e prolungata subsidenza nella parte meridionale dell'antistante sineclisi rispetto a quella settentrionale; l'apparente entità del sovrascorrimento può essere in parte ridimensionata a causa dell'esistenza di serie ridotte o lacunose. In questo caso sembra però indubbia una notevole influenza delle deformazioni orogeniche di sollevamento sull'attuale struttura della catena, specialmente nel suo settore meridionale.

Infatti nella parte settentrionale dell'anteclisi i rapporti altimetrici attuali tra calcare massiccio e le successive unità litostratigrafiche, sembrano corrispondere, almeno parzialmente, a quelli originari, in quanto il calcare massiccio affiora lungo lo spartiacque della catena in posizione altimetricamente elevata rispetto alle altre formazioni; a S invece, a partire dal bordo meridionale della Piana di Rieti, la zona altimetricamente più elevata dei monti Sabini è spostata verso E, in corrispondenza dell'affioramento della maiolica, modificando quindi sostanzialmente i supposti rapporti altimetrici sin-sedimentari tra calcare massiccio e maiolica.

8. *Monti di Fara Sabina* - La struttura e la tettonica dei monti di Fara Sabina non sono di facile interpretazione, anche perchè questo piccolo rilievo risulta isolato in mezzo ai depositi plio-pleistocenici.

Probabilmente i monti di Fara Sabina costituiscono il raccordo tra la parte meridionale dell'anteclisi dei monti Sabini e della antistante struttura sineclisica di Montenero in Sabina, orientate N-S, e le strutture di direzione NW-SE che caratterizzano il bordo nord-occidentale dei monti Lucretili.

La complessità della tettonica di questa piccola area può interpretarsi come derivante dalla sovrapposizione e dall'accentuazione dei motivi strutturali di queste due unità.

I monti di Fara Sabina possono schematicamente assimilarsi ad una piega anticlinale coricata con vergenza NE, piano assiale ad immersione SW e nucleo di calcare massiccio affiorante all'estremità nord-occidentale, corrispondente ad una paleostruttura infragiurassica stabile.

Le formazioni successive, dalla corniola alla maiolica, sono in giacitura rovesciata; esse costituiscono l'ala inversa della piega, sovrascorsa verso E sulla scaglia cinerea; l'ala dritta sembra rappresentata unicamente dagli affioramenti di maiolica, esistenti a SW della dorsale in mezzo alla copertura plio-pleistocenica.

Ad oriente del sovrascorrimento la sineclisi di scaglia cinerea-scaglia rossa presenta dei piegamenti asimmetrici con vergenza a NE.

A partire dall'abitato di Fara Sabina verso NE, cioè da una zona di alto stabile verso una zona subsidente, si possono osservare rapidissime e cospicue variazioni di potenza delle singole formazioni.

La corniola passa da spessori di pochi metri presso S. Maria dei Santi a S di Fara Sabina, a molte decine di metri sul versante settentrionale dell'affioramento, dove appare interessata da imponenti fenomeni di *slumping*; situazione analoga, benchè di più difficile controllo sul terreno, sembra verificarsi per il Lias superiore; la potenza della maiolica va dai pochi metri degli affioranti posti sul crinale della catena a SE di Fara Sabina, a varie decine di metri nella zona di M. degli Elci; lo spessore della scaglia rossa, superiore ai 200 m nella zona antistante M. degli Elci, si riduce a qualche metro, all'imbocco della strada Nerola-Montorio.

Non si può inoltre escludere un rapporto stratigrafico di sovrapposizione diretta della scaglia cinerea sulle unità cretatiche e giurassiche, come sembra si possa ipotizzare dall'esame dei rapporti tra la scaglia cinerea e le formazioni precedenti lungo i due versanti dell'incisione valliva posta a NE della dorsale Nerola-Montorio¹⁴ e nella zona di Colle S. Biagio ad E di Montelibretti.

¹⁴ L'affioramento a SE di M. degli Elci, compreso nei monti di Fara Sabina, indicato nel foglio come marne a fucoidi, è costituito da scaglia cinerea; quindi la linea di sovrascorrimento deve essere spostata verso W, al limite della maiolica.

9. *Monti di Labro e di Montenero in Sabina* - Ad oriente dell'anteclisi monti di Battiferro-monti Sabini, si trova una struttura assimilabile, nel suo complesso, ad una sineclisi orientata in senso meridiano, con una generale immersione assiale verso S ed una tendenza alla stabilizzazione verso N. La parte centrale della struttura è ricoperta dai depositi lacustri e fluvio-lacustri della piana di Rieti; i depositi recenti, che si allargano notevolmente anche verso SE lungo la valle del F. Turano, ostacolano l'esame di questa struttura, rendendone parzialmente ipotetica l'interpretazione, specialmente per quanto riguarda la parte che rientra nel foglio Palombara Sabina.

L'unità risulta costituita da tre strutture parallele di secondo ordine, un'anteclisi centrale, affiancata da due sineclisi, con notevoli ondulazioni assiali.

Nel settore settentrionale la struttura centrale presenta una prima culminazione infraliassica presso Ferentillo (M. Solenne, M. Sant'Angelo e M. Posatore) sulla quale si sviluppano successioni complete fino alla base della scaglia rossa. La struttura di M. Sant'Angelo, profondamente incisa dal F. Nera, è rovesciata verso NE e fagliata a SW.

Più a S a M. Posatore affiora il nucleo, lievemente asimmetrico e con tendenza al ribaltamento verso E, di una seconda culminazione assiale costituita da sedimenti del Giurassico superiore.

Sui due fianchi dell'anteclisi la sedimentazione prosegue fino al Miocene basale nella sineclisi occidentale, fino alla scaglia cinerea in quella orientale; l'asse di massima subsidenza è lievemente spostato verso occidente in ambedue le strutture.

La zona centrale della struttura prosegue verso S con gli esigui affioramenti di scaglia rossa della piana di Rieti e successivamente con i rilievi di M. Rotondo-M. Serra e quindi, nel foglio Palombara Sabina, con quelli di Colle Are Vecchie, fino a Poggio S. Lorenzo, ove la struttura immerge nuovamente sotto la copertura plio-pleistocenica. In questa seconda parte, le culminazioni assiali della struttura sono rappresentate da esigui affioramenti di scisti a fucoidi.

Le due ali della sineclisi occidentale, lungo i versanti del T. Canera,

sono parzialmente rovesciate con vergenza centripeta verso l'asse della sineclisi con un motivo strutturale almeno in parte legato alla tettonica sinsedimentaria.

Quasi nulla affiora, al di sotto della copertura recente, della sineclisi orientale, probabilmente poco sviluppata per quanto si può dedurre dai due piccoli affioramenti di scaglia cinerea situati a N di Belmonte in Sabina e tra Torricella in Sabina e Monteleone Sabino.

10. *Monti Reatini (tra Monteleone di Spoleto e Cittaducale)* - L'insieme delle strutture che occupa la fascia orientale del foglio Terni è delimitato ad occidente dai monti di Labro e dalla pianura reatina, ad oriente (F° 139 L'Aquila) dal gruppo montuoso del M. Terminillo e del M. Tolentino, a N dai rilievi di Monteleone di Spoleto e a S dal F. Velino.

Da NW a SE si individuano tre unità strutturali principali, separate da due faglie inverse: I) la prima è posta ad occidente della faglia inversa che inizia poco a NE di Rivodutri e prosegue a settentrione, bordando il Leonessa); II) la seconda è compresa tra questa faglia e l'altra posta ad oriente, che inizia dai pressi di Lugnano (NE di Rieti), attraversa Pian di Rosce e prosegue lungo il versante orientale di M. Palloroso; III) la terza, compresa solo per una piccola parte nel foglio Terni, interessa il margine occidentale del M. Terminillo.

Elemento comune alle tre unità è l'orientamento delle strutture, generalmente NNE - SSW con tendenza verso N-S nelle aree limitrofe alla pianura reatina.

I) La prima unità è un alto paleostrutturale, suddiviso in due aree con caratteristiche evolutive diverse dalla faglia trasversale diretta, subverticale ed immergente a S, che inizia subito a meridione di Polino.

a) Nell'area settentrionale il nucleo ampiamente affiorante di calcare massiccio (Polino-Cima del Carpellone-M. Aspra), si trova a quote elevate.

Il lato occidentale della struttura presenta la serie mesozoico-paleogenica completa, che si raccorda alla gamba orientale della sineclisi dei monti di Labro. Variabile, ma limitato ad alcuni metri è lo spessore della

corniola e del rosso ammonitico; più consistenti, anche se anch'essi variabili, sono gli spessori della formazione **G**¹⁰⁻⁶.

Con la sedimentazione della maiolica, gli spessori ritornano a valori più elevati. La successione stratigrafica prosegue fino all'affioramento miocenico posto a N del paese di Rosciano. Nei pressi di Colle Croce, subito a NE di Polino, in due aree limitate si rinvengono successioni condensate, sovrapposte al calcare massiccio: una terminante col rosso ammonitico, l'altra con la maiolica.

Nel versante orientale, prospiciente la piana di Leonessa, si hanno bacini subsidenti distinti, di varia grandezza, nei quali la sedimentazione termina con la deposizione della maiolica. Le formazioni pre-titoniche hanno generalmente spessori diversi, più cospicui verso N; gli strati immergono prevalentemente ad oriente.

Tutta la struttura è quindi da considerarsi come un'anteclisi a nucleo di calcare massiccio, con depositi pre-titonici generalmente a spessori ridotti, sul cui fianco occidentale la subsidenza è proseguita sino al Miocene inferiore, mentre su quello orientale si è arrestata alla maiolica.

b) La parte meridionale della struttura occidentale ha il Trias a nucleo, ed è priva quasi totalmente della gamba orientale, mentre la gamba occidentale si raccorda anch'essa alla citata sineclisi dei monti di Labro.

Gli affioramenti triassici di fonte del Trifoglio e di valle Avanzana ed il limitato spessore del soprastante calcare massiccio, particolarmente ridotto in corrispondenza della prima località, dimostrano la precoce stabilizzazione di questa zona rispetto a quella più settentrionale, della quale rappresenta il proseguimento. A N di valle Avanzana si ha una successione di piccoli bacini progressivamente più subsidenti verso W; a M. la Pelosa la successione chiude con la corniola; ad occidente i sedimenti più recenti sono della formazione **G**¹⁰⁻⁶; a Colle la Posta si ha una sineclisi a nucleo di maiolica; subito a SW, in località M. Torrinaca, la sedimentazione termina con la scaglia rossa probabilmente cenomaniana. Si ha quindi una evoluzione differenziata dell'alto sinsedimentario che si sviluppa spontan-

dosi verso occidente, fino a raggiungere i valori della subsidenza che caratterizzano il fianco orientale della sineclisi dei monti di Labro.

A S di valle Avanzana l'alto strutturale prosegue con le stesse caratteristiche stratigrafiche; a M. Puzzeri la successione termina con la maiolica, talora trasgressiva, talora in continuità di sedimentazione sulle formazioni giurassiche.

Queste ultime si presentano in successioni condensate o lacunose (fonte del Trifoglio), mentre verso occidente, come nella zona a), i sedimenti cretacico-eocenici sono in continuità stratigrafica, hanno spessori più elevati ed una generale immersione ad occidente.

Pertanto anche il settore a S della faglia diretta di Polino può essere assimilato ad una anteclisi a nucleo di Retico, mancante della gamba orientale, con la gamba occidentale raccordata gradualmente alla sineclisi dei monti di Labro.

II) La seconda unità ad oriente della faglia inversa Rivodutri-M. la Pelosa-Colle le Cimate, è invece interpretabile come una depressione subsidente ad orientamento submeridiano. Essa presenta il massimo sviluppo a N, nella piana di Leonessa, mentre verso S si suddivide nettamente in due rami (M. Rosato e Cantalice) per la presenza dell'alto di Cima d'Arme, individuato a partire almeno dall'Hettangiano. Ai margini dell'alto si sono deposte successioni giurassiche lacunose o condensate (M. Castiglioni); la maiolica può essere trasgressiva sul calcare massiccio (M. Rosato) o sulla corniola (Poggio Bustone). I sedimenti più recenti della struttura sono costituiti dalla scaglia cinerea.

A N della faglia diretta subverticale con immersione NE, posta al margine meridionale della piana di Leonessa, si nota una blanda ondulazione positiva di scaglia rossa in posizione centrale, orientata N-S (Carmine e Ciabatta), interpretabile come la prosecuzione dell'alto sinsedimentario di Cima d'Arme.

Considerato nel suo insieme il nucleo della struttura, hettangiano a meridione (Rivodutri), titoniano-barremiano al centro (W di M. Tilia), cenomaniano a settentrione (Carmine, ecc.) mostra una generale immersione assiale verso N.

Di particolare interesse il raccordo di questa struttura con l'anteclisi di M. la Pelosa-Collelungo. All'altezza di Rivodutri le due strutture si saldano in un'unico alto sinsedimentario a nucleo di massiccio. Tale situazione determina quindi, verso N, un'evoluzione molto rapida della sineclisi del Molino del Fuscello, che all'altezza di M. la Pelosa (Colle Centopezze) presenta in chiusura sedimenti paleogenici. Il contatto con l'anteclisi occidentale M. la Pelosa-Collelungo è fortemente tettonizzato nel tratto fra la strada di Leonessa e la fonte del Trifoglio.

Maggiore sviluppo presenta la sineclisi orientale (M. Tilia, Colle la Tavola, Cantalice) interessata da faglie dirette trasversali ed i cui sedimenti più recenti sono anche in questo caso rappresentati dalla scaglia cinerea, che affiora presso Cantalice.

Come le altre strutture, anche questa sineclisi si raccorda a oriente, con gradualità e con successioni complete, all'alto sinsedimentario di M. Palloroso-M. Calcarone, i cui caratteri strutturali, sono particolarmente evidenti a occidente della cima di M. Palloroso e a S tra Lisciano e Lugnano, dove la sedimentazione si arresta al Malm.

III) La terza zona, che prosegue a NE fin nell'area del F° 139 L'Aquila, può essere considerata come un alto liassico con piccoli bacini subsidenti sovrainposti, caratterizzati da successioni di limitato spessore che giungono a diversi livelli stratigrafici (rosso ammonitico a Pian di Rosce, scaglia rossa a E di Colle S. Rocco e di Colle Alario).

Un cenno a parte meritano le due lunghe faglie inverse, che separano le tre unità strutturali precedentemente descritte. Esse malgrado alcuni aspetti stratigrafici diversi, presentano elementi in comune ed analogie.

a) Le faglie sono poste al limite tra alti stabili e zone subsidenti;

b) le faglie, ubicate sul bordo degli alti strutturali, si rinvengono al limite orientale delle strutture dove la successione giurassico-neocomiana appare lacunosa e/o condensata. Per contro dove questa successione ha maggiore potenza non si ha faglia ma passaggio graduale alla zona subsidente;

c) lungo una stessa dislocazione, le zone tettonizzate sono discontinue; esse diminuiscono o cessano del tutto dove il gradiente di subsidenza si attenua o si annulla (come per esempio a Rivodutri, dove un bacino di subsidenza si chiude e due alti si congiungono);

d) il rigetto stratigrafico in corrispondenza delle faglie è sempre considerevole.

Da quanto precede risulta quindi che queste dislocazioni sono situate tra le aree di alto stabile e le zone subsidenti, dove la discontinuità strutturale si realizza mediante un elevato gradiente di subsidenza (punti *a* e *b*).

È quindi probabile che le dislocazioni possano aver presentato inizialmente carattere di faglia diretta, acquistando successivamente quello di faglia inversa. L'orogenesi, accentuando situazioni preesistenti ed alterando i rapporti altimetrici determinatisi durante la tettonogenesi, può aver facilitato la sovrapposizione dei bordi dei due elementi strutturali.

La tettonizzazione discontinua e la brusca fine delle dislocazioni, quando le fosse di subsidenza si chiudono ovvero quando due alti si uniscono, sono la testimonianza dello stretto rapporto esistente tra queste dislocazioni e le situazioni stratigrafiche locali, con effetti a volte rilevanti, ma sempre di limitata estensione (punto *c*).

I rigetti tra i due labbri delle faglie, apparentemente notevoli, sono sicuramente di ridotte dimensioni se si tiene conto delle paleostrutture caratterizzate da successioni condensate e lacunose, esistenti lungo il bordo delle aree stabili.

VI — CARSISMO

Nei fogli 138 Terni e 144 Palombara Sabina affiorano ampiamente formazioni calcaree meso-cenozoiche; malgrado questo le manifestazioni carsiche sono modeste e sporadiche.

Nel F° 138 Terni il carsismo ha spesso modellato gli affioramenti di calcare massiccio del Lias inferiore, con la formazione di depressioni chiuse più o meno ampie, con il fondo quasi sempre ricoperto di terra rossa, mista a detriti calcarei; la forma e le dimensioni di queste depressioni sono diverse; alcune sono situate all'incrocio di linee tettoniche.

Le più vaste e rappresentative aree di questo tipo sono ubicate ad occidente del M. Arnata, a NW di Narni; lungo la dorsale del M. San Pancrazio, tra Narni e Poggio; lungo la catena dei monti Sabini, specialmente ad E di Stroncone e ad W di Greccio; sui monti ad W dell'altopiano di Monteleone-Leonessa.

Le doline sono in numero limitato, per lo più isolate e di non grandi dimensioni; la maggiore, posta poco a S del M. Arnata, è impostata nei calcari del Lias medio ed è quasi perfettamente circolare, con un diametro intorno ai 150-180 m; il fondo piatto è ricoperto di terra rossa.

Un'altra dolina, situata poco a N del paese di Itieli, lungo il versante orientale del M. San Pancrazio, si trova al contatto tra i calcari della maionica e quelli della scaglia; la dolina quasi perfettamente circolare, ha un diametro di circa 120-130 m; il fondo piatto è ricoperto di terra rossa.

Sulle pendici di M. Cosce è segnalata una cavità, detta Grotta Cherubini, impostata secondo la stratificazione e le diaclasi del calcare massiccio, con gallerie quasi orizzontali ampie e profonde, collegate tra di loro da gallerie minori; al fondo di una galleria si apre una profonda voragine; le pareti della cavità presentano un parziale rivestimento stalattitico.

Nei dintorni dell'abitato di S. Filippo, a S di Contigliano, esistono diverse cavità, per lo più di modestissime dimensioni, impiantate a vari livelli della successione stratigrafica locale, denominate: Grotta della Mandorla, Grotta S. Angelo, Grotta S. Pietro, Grotta dell'Orso, Grotta Cupa, Pozzo del Bandito e Voragine le Puzzole.

Anche nel F° 144 Palombara Sabina i fenomeni carsici, sia superficiali che sotterranei, sono localizzati prevalentemente nel calcare massiccio e, talora, nella corniola, anche se non ne mancano in altre unità della successione stratigrafica locale.

Una delle depressioni carsiche di maggiori dimensioni costituisce i Pratonì del M. Gennaro, ampia superficie chiusa ubicata nel calcare massiccio quasi al centro del gruppo montuoso, un chilometro a ESE di M. Zappi; ha una forma grossolanamente triangolare con lunghezza massima di circa un chilometro. Un'altra depressione si trova a circa un chilometro ad oriente della prima, anche essa a forma circolare con un diametro di circa 500 m; essa è posta al contatto tra calcare massiccio e corniola. Le due depressioni hanno un fondo quasi perfettamente piano, ricoperto di una coltre eluviale abbastanza potente; in quella più grande sono presenti piccoli inghiottitoi.

Nell'estremità meridionale dei monti Sabini si trovano alcune grandiose doline: il Catino, il Catinello, il Revotano. Le prime due, poste nelle immediate vicinanze dell'abitato di Poggio Catino, sono tra le più celebri manifestazioni carsiche del Lazio: si tratta di antiche doline di crollo a contorno ellittico, impostatesi al contatto tra il calcare massiccio e la corniola. Il Revotano, ubicato a SSE dell'abitato di Roccantica, ha avuto molto probabilmente un'origine simile; esso presenta una forma quasi perfettamente circolare con pareti subverticali e si trova nel calcare massiccio al contatto con la corniola.

I laghetti di Percile, ubicati circa 3 chilometri a SE di questo abitato, nei calcari del Miocene medio, sono delle doline con il fondo impermeabile che raccolgono acqua piovana, il cui livello presenta variazioni annuali notevoli. Sempre nei dintorni dell'abitato di Percile, esiste una altra cavità, il pozzo dei Casali, anch'essa nei calcari mesomiocenici.

A N del paese di Orvinio si estende il Piano del Pantano in cui si

si trovano alcune doline denominate Fosse della Puletrara, ubicate quasi al contatto tra i calcari detritici del Cretacico superiore-Eocene medio e la sovrastante formazione marnoso-detritica dell'Eocene superiore-Miocene inferiore. Inoltre, nei calcari della scaglia si apre una vasta cavità, denominata Grotta Pila, nota per il rinvenimento di resti neolitici. Infine sulle pendici nord-occidentale del M. Castellano si aprono, nei calcari della scaglia, due cavità di modestissime dimensioni denominate Grotte di Monte Castellano.

Ad E di Poggio Moiano, e più precisamente a NW della vetta del M. Muro Pizzo, si nota, sempre nei calcari della scaglia, una vasta cavità dalla quale, tramite un corridoio, si giunge ad un'ampia sala, da cui si ramificano numerosi e lunghi cunicoli per lo più ancora inesplorati.

A circa 1 km a NW di Mandela, nel calcare del Miocene medio, si trova un'ampia dolina con il fondo coperto da terra rossa, denominata il Catino di Mandela.

A E dell'abitato di Vicovaro, nelle immediate vicinanze del Convento di S. Cosimato, affiora una placca di travertino spugnoso nella quale si trovano diverse cavità naturali per lo più di modeste dimensioni, note col nome di Grotte di S. Benedetto, dei Cavalli e dell'Acquedotto.

Nei monti Cornicolani, presso l'abitato di Montecelio, si nota una vasta dolina denominata Valle S. Lucia, impiantata nel calcare massiccio; nella stessa formazione si trovano la dolina delle Carceri, del Merro Secco e del Pozzo del Merro, ubicate ad oriente di Mentana, che presentano forme e dimensioni diverse.

Il M. Soratte è interessato da un accentuato carsismo ipogeo con sviluppo verticale e orizzontale. Le cavità esistenti, in stretta relazione con la fitta rete di diaclasi che interessa il rilievo, sono preferenzialmente impiantate sul calcare massiccio e solo raramente si rinvengono nei calcari stratificati del Lias medio. Tre cavità a sviluppo verticale, dette i Meri, presentano profondità rispettivamente di m 32, m 102 e m 55. Oltre ai Meri vi sono alcune grotte (Grotta Prima del M. Soratte, Grotta della Marisa Fredda, Grotta della Fessura Rossa e Grotta di S. Romana) con forme e dimensioni diverse, anch'esse impostate lungo diaclasi.

VII — GEOLOGIA APPLICATA

RISORSE MINERARIE

Tra le manifestazioni minerarie, sia pure di modesta importanza, note nell'area dei due fogli, sono da segnalare le *ligniti*. La loro presenza, già nota per affioramenti superficiali, ha dato luogo anche a sfruttamenti parziali, soprattutto durante i periodi bellici. Attualmente, tutte le miniere di lignite, nell'ambito dei fogli Terni e Palombara Sabina, risultano chiuse; alcune non presentando in superficie nessuna testimonianza della passata attività estrattiva, non sono state segnalate nella cartografia.

Le ligniti si rinvergono prevalentemente nei bacini lacustri, ai bordi di ambienti lagunari, o, comunque, associate a depositi di acque basse.

Nel foglio Terni il giacimento più cospicuo è quello di Ruscio, nei depositi lacustri di Leonessa, a circa 20 km e NNE di Rieti, già coltivato molti anni fa per usi locali. Recentemente ne è stata accertata la consistenza dalla GEMINA (1963), tramite cinque perforazioni; l'entità dell'intero giacimento, le cui sfavorevoli condizioni di giacitura e di ubicazione non fanno ritenere conveniente lo sfruttamento, ammonta a circa $12 \cdot [10^6]$ t.

Quantità di lignite assai più esigue sono state rinvenute e coltivate: nel piccolo bacino lacustre di Buonacquisto, a circa 20 Km a NNW di Rieti, subito a settentrione di Labro, in cui la cubatura presunta degli strati esplorati è di circa 500.000 m^3 ¹⁵; nel lacustre di Rieti (I_R) a Vicchiagnone, subito ad occidente di Rivodutri, dove l'entità del giacimento è stata valu-

¹⁵ L'ingresso della miniera è nella maiolica; per tale motivo sul foglio geologico il segno convenzionale è stato riportato su questa formazione.

tata in 300.000 m³ e presso Cerchiara (valle del T. Canera), ancora nel lacustre reatino.

Nella parte settentrionale della piana reatina, formata da sedimenti limno-palustri (**lp**), tra il L. Lungo ed il L. di Ripa Sottile, sono stati rinvenuti depositi torbosi (LOTTI, 1926; GEMINA, 1963).

Nel bacino lacustre di Terni si segnalano i giacimenti di Dunarobba, a NW di Montecastrilli, in cui il combustibile non dovrebbe superare gli 800.000 m³ e quello presso Capitone, a NW di Narni.

Nel foglio Palombara Sabina, quasi al passaggio tra **Q²⁻¹** e **qc**, si rinven- gono altri modestissimi depositi di lignite come quelli di località la Torre, tra Fara Sabina e Nerola, di Canneto, vicino a fosso Corese, solo eccezionalmente coltivati nei tempi passati (MAZZETTI, 1933) e di Cannettaccio e di la Piana, tra Roccantica e Casperia, in cui il combustibile dovrebbe ammontare a circa 300.000 t.

Nell'ambito del foglio Palombara Sabina sono note altre risorse minerarie: il *caolino* e le *diatomiti*.

Il primo è estratto saltuariamente dalle cave poste alcuni chilometri ad occidente di Fiano Romano; altri giacimenti si trovano a Ponte Ritorto, a NW del M. Soratte. Rientrano tutti nella zona, orientata NW-SE ed estesa tra Civita Castellana e Fiano Romano, considerata favorevole per la ricerca di questo minerale da BENEÒ (1946).

Le diatomiti vengono estratte da diverse cave poste tra Riano e la SS. Tiberina (Km 10) (Valle dell'Inferno, Pianaperina).

Si segnalano inoltre le sabbie silicee estratte poco a N del M. Soratte, nella quali la silice supera il 90 %.

Nell'area dei due fogli sono presenti diverse sorgenti minerali. Alcune, il cui uso terapeutico è noto e riconosciuto da tempo, sono in continuo e controllato sfruttamento da parte di società private.

Nel foglio Terni la più nota è la sorgente dell'acqua Sangemini, ubicata circa a 2 Km a NNE dell'omonimo paese, poco oltre il Km 22 della S.S. Tiberina. L'acqua, acidula bicarbonato-calcica ($\text{CO}_2 = 474,40 \text{ cm}^3/\text{l}$; $\text{Ca} = 1,52550 \text{ gr/l}$), ha una densità di 1,00232 ed una temperatura all'origine di 15,1 °C; fuoriesce in diverse scaturigini dall'unità argil- loso-sabbiosa (**la²**) del lacustre di Terni.

Circa 2 Km a S di Rieti la fonte Cottorella, ubicata sulla destra del F. Turano, fornisce un'acqua medio-minerale (residuo fisso a 180° C: gr: 0,283/l) bicarbonato-alcantino terrosa, a una temperatura di 10° C; la portata oscilla tra 0,6-0,8 l/sec. Essa sgorga alla base della collina compresa tra il F. Salto ed il F. Turano, costituita prevalentemente dai conglomerati lacustri, che ne rappresentano il bacino di raccolta.

Infine un'altra sorgente minerale fredda, di minima portata (qualche decimo di litro) e di composizione non nota, sgorga dalle argille sabbiose del Pleistocene inferiore (**Q²⁻¹**), circa 3 Km ad ESE di Magliano Sabina, lungo il fosso ad oriente di Chiorano.

Nel foglio Palombara Sabina si segnalano: la sorgente di Castelnuovo di Porto in località la Piaggia, presso il T. Chiarano, al contatto tra complesso vulcanico e sedimenti argillosi pleistocenici, ad una temperatura di 16° C, classificata come acqua medio-minerale; la sorgente Acqua Salsa, più a W tra i monti Rosi e M. San Silvestro, di cui non è nota la composizione; la sorgente ferruginosa di Ponzano Romano (sorgente Acqua Forte, a N del M. Soratte); quella clorurato-sodica di Farfa a N di Fara Sabina, che sgorga con una portata di alcune decine di litri al secondo, ad una temperatura di 19°,8 C al contatto tra depositi deltizi **qc** ed i calcari liassici; infine due sorgenti di acqua bicarbonato-solfato-alcantino terrosa, che sgorgano nella piana di Cretone, ad W di Palombara Sabina, delle quali la più cospicua (a S di Colle Calderini) ha una portata di circa 20 l/sec. ed una temperatura di 22° C.

CAVE

Tra le molte cave esistenti nei due fogli, le più importanti dal punto di vista economico ed industriale sono quelle, caratterizzate da un'attività pressoché continua, dalle quali si ricava il materiale utilizzato da grosse industrie, (acciaierie, cementifici, ecc.); di importanza secondaria, per le temporanea e saltuaria attività, sono invece le cave aperte per necessità locali (edilizia, strade, ecc.).

A) Appartengono al primo gruppo le cave legate alla produzione di cemento, di calce idrata, dei correttivi per le acciaierie, ecc., che sfruttano per lo più i calcari del Lias inferiore, e quelle legate all'industria dei laterizi, aperte nelle argille plio-pleistoceniche.

Nel foglio Terni, tra le prime, veramente imponente è la cava di Rocca S. Angelo, ad occidente dell'abitato di Le Marmore; di notevole importanza sono anche le cave a S di Le Marmore. Nel foglio Palombara Sabina sono note le cave di Poggio Catino, Marcellina, Sant'Angelo Romano e l'altra, molto grande, presso Montecelio, dove vengono utilizzati i calcari del Lias inferiore e della maiolica per il cementificio di Guidonia.

Tra le cave che forniscono materiale per l'industria dei laterizi, occupano il primo posto quelle di Monterotondo nel foglio Palombara Sabina; di una certa importanza sono anche le cave aperte nella formazione la^2 , nel foglio Terni, poco a NW di Montecastrilli e a NNE di Narni Scalo; un'attività continua, anche se industrialmente assai meno importante, caratterizza la cava di Cupaello aperta nella lava βm e utilizzata come pietrisco.

B) Assai più numerose sono naturalmente le cave con attività saltuaria. Molto ampie e dotate di attrezzature moderne sono quelle aperte nel tufo giallo τ_1^w a S di Riano (F° 144); si ricordano poi quelle di Fiano Romano, nello stesso foglio, e di Pian di Rosce, nel foglio Terni, da cui vengono estratte le dolomie ed i calcari dolomitici triassici; quelle per pietra ornamentale aperte nel rosso ammonitico presso Polino, o nella scaglia rossa presso Cottanello, tutte nel foglio Terni; quelle per pietrisco o per inerti per calcestruzzo, che sfruttano rispettivamente la maiolica e la scaglia rossa o i depositi lacustri e alluvionali: tra le prime si citano le cave presso Narni Scalo e Contigliano nel foglio Terni, tra le altre quelle di Casale Marcigliana (F° 144) e di Sangemini (F° 138).

Molto ridotto è lo sfruttamento del travertino, effettuato soprattutto nel foglio Palombara Sabina presso Fiano Romano, Monterotondo e Poggio Moiano, il cui sviluppo è condizionato dalla vicinanza degli importanti giacimenti di Tivoli.

IDROGEOLOGIA

L'idrogeologia dell'area compresa nei due fogli in esame è quella tipica della zona di facies umbra illustrata da vari autori (MERLA 1938, MANFREDINI 1964).

In particolare un esame critico delle caratteristiche idrogeologiche di una vasta area circostante la piana di Rieti si trova in MANFREDINI (1972).

Rinviano a questa pubblicazione per un esame più particolareggiato, si riassumono brevemente gli elementi fondamentali e caratteristici dell'idrogeologia dei fogli Terni e Palombara Sabina.

Le formazioni di facies umbra (Trias-Miocene) possono suddividersi in quattro complessi successivi con caratteristiche idrogeologiche diverse.

1. Complesso basale: corrispondente alla formazione dolomitica (Trias superiore-Lias inferiore), di spessore sconosciuto, dell'ordine di molte centinaia di metri, impermeabile o con piccola permeabilità interstiziale.

2. Complesso inferiore: corrispondente al calcare massiccio (generalmente Lias inferiore, talora Lias medio, Lias superiore, Dogger, Malm), quasi sempre di grande potenza (500-700 metri), molto permeabile per fratturazione, caratterizzato da falde idriche estese e con portate cospicue, in quanto alimentate direttamente o indirettamente dalla quasi totalità dell'acqua di infiltrazione. L'« acqua di fondo » della regione è contenuta nel complesso inferiore; quasi tutte le sorgenti con portata notevole (alcune di molte centinaia di l/sec.) derivano da questa formazione.

3. Complesso intermedio: costituito da alternanze di formazioni impermeabili (corniola, rosso ammonitico, marne a fucoidi) e permeabili (calcari detritici del Dogger, maiolica, scaglia rossa) con spessori singoli compresi fra i 50 e i 300 metri e potenza complessiva media di circa un migliaio di metri in corrispondenza delle maggiori sineclisi.

Queste caratteristiche del complesso intermedio facilitano la suddivisione dell'acqua di infiltrazione in falde e serbatoi idrici sotterranei

locali, spesso sospesi, alimentanti sorgenti di portata generalmente modesta (inferiore ad 1 l/s), in alcuni casi discreta (alcuni l/s), raramente notevole (qualche decina di l/s), poste a quote diverse, talora molto elevate. In pochi casi, per strutture regolari, estese e non interrotte da importanti dislocazioni tettoniche, possono aversi sorgenti con portata cospicua, superiore al centinaio di l/s, come per esempio la sorgente delle Capore.

4. Complesso superiore: scaglia cinerea, bisciaro, formazione marnosa arenacea. Il complesso ha una potenza di alcune centinaia di metri ed è praticamente impermeabile; presenta talora piccole sorgenti della portata di alcuni decimi di l/s, spesso non perenni, derivanti da qualche intercalazione più litode, dotata di una certa permeabilità per fratturazione.

Le principali sorgenti affioranti nei due fogli sono: Stifone, presso Narni; S. Susanna, sul bordo settentrionale della piana di Rieti; S. Liberato-Vicenna Riara, sul bordo orientale della piana di Rieti; il Cantaro, un paio di chilometri ad E di Rieti; le Capore, nella valle del T. Farfa, a N di Frasso Sabino.

Le sorgenti di Stifone, poste a q. 90 nella gola di Narni, con una portata complessiva di 12 m³/s, sgorgano dal calcare massiccio; il loro bacino idrogeologico è costituito dagli affioramenti di calcare massiccio posti ad occidente dell'allineamento Foligno, Spoleto, Rieti.

La sorgente di S. Susanna, della portata di oltre 5 m³/s, sgorga a q. 390 da una copertura detritica; la sorgente geologica trabocca in corrispondenza del punto più basso della linea di contatto fra la formazione permeabile della maiolica a monte e quella impermeabile delle marne a fucoidi a valle. La sorgente può considerarsi uno sfioro dell'«acqua di fondo» contenuta nel calcare massiccio in quanto localmente la maiolica è direttamente sovrapposta in continuità stratigrafica al calcare massiccio. Il bacino idrico sotterraneo della sorgente si estende probabilmente verso N per oltre una ventina di chilometri su una larghezza variabile da 3 a 8 chilometri.

La sorgente S. Liberato sgorga in corrispondenza dell'estremità meri-

dionale di una blanda sinclinale asimmetrica con il nucleo di scaglia rossa permeabile; la soglia impermeabile della sorgente è data dalle sottostanti marne a fucoidi. Una notevole quantità di acqua della sorgente si infila in una conoide di deiezione e sgorga di nuovo in superficie circa 3 chilometri ad W e 200 metri più in basso (q. 375), in corrispondenza della sorgente Vicenna Riara, che può quindi considerarsi come una risorgiva della sorgente S. Liberato. La portata di questo gruppo sorgentizio oltrepassa probabilmente il centinaio di l/s.

La sorgente Cantaro, posta circa a q. 400, un paio di chilometri ad E di Rieti, è costituita da numerose polle che sgorgano dal detrito, poste su un fronte di circa un chilometro di lunghezza; la portata complessiva della sorgente si aggira sui 500 l/s. In base ai risultati di studi geofisici e di sondaggi meccanici si può affermare che l'insieme di queste polle costituisce una sorgente reale, alimentata da una sorgente geologica, posta probabilmente a q. 450, circa 50 metri sotto il piano di campagna, presso le case di Vazia e derivante dallo sfioramento dell'«acqua di fondo» contenuta nel calcare massiccio di M. Calcarone. Il bacino idrico sotterraneo della sorgente Cantaro si protende in direzione NNE forse fino alla piana di Leonessa su una lunghezza di una quindicina di chilometri ed una larghezza variabile da uno a due chilometri.

La sorgente le Capore, della portata di 4-5 m³/s sgorga a q. 248 nell'alveo del T. Farfa, a valle della via Salaria, da un piccolo lembo di scaglia rossa ricoperto da pochi metri di scaglia cinerea; questi sedimenti affiorano al di sotto di una estesa copertura costituita dal complesso pleistocenico limoso-argilloso con intercalazioni conglomeratiche, indicato nella leggenda del foglio geologico con la sigla **qc**.

La sorgente non rientra nei comuni schemi idrogeologici delle scaturigini di notevole portata, che generalmente sono classificabili come sorgenti di trabocco.

Infatti il bacino idrico sotterraneo della sorgente le Capore è contenuto nella scaglia rossa; esso si estende verso N fin quasi alla piana di Rieti, mentre verso E giunge probabilmente fino alla valle del F. Salto, comprendendo il gruppo del M. Navegna-M. Cervia.

Nella zona circostante la sorgente, la scaglia rossa permeabile è

ovunque ricoperta dalla scaglia cinerea impermeabile ed inoltre la linea di contatto tra scaglia rossa e scaglia cinerea si mantiene sempre al di sopra di q. 400-450; solo nel piccolo affioramento del T. Farfa la scaglia rossa affiora ad una quota inferiore, cioè a 248 m s.l.m. La sorgente le Capore può quindi considerarsi, in un certo senso, come una sorgente « artesiane », posta in corrispondenza di una discontinuità della copertura impermeabile sovrastante la formazione permeabile contenente l'acqua che alimenta la sorgente.

Data di presentazione del manoscritto: febbraio 1975.

VIII — BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. & MACCAGNO A.M. (1962), *Researchs in the Pleistocene of Riano (Roma)*. Geologica Romana, 1, Roma.
- ALBANI A. (1962), *Lago tiberino*. L'Universo, 42, (2), Firenze.
- ALBERTI A. (1950), *Due microfaune del Mesozoico di facies umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., 69, Roma.
- ALBERTI A. (1950), *Osservazioni sul Miocene medio e superiore nell'Appennino centrale (bacini umbro-marchigiano e abruzzese)*. Boll. Serv. Geol. It., 72, Roma.
- ALBERTI A. (1952), *Osservazioni sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana alla facies abruzzese su Monti Tiberini, Prenestini e Lepini (Lazio)*. Boll. Serv. Geol. It., 74, (1), Roma.
- ALIMENTI C. (1956), *Il problema delle ligniti umbre*. Cam. Comm. Ind. e Agric., Perugia.
- ALIMENTI C. (1958), *Le ricerche di idrocarburi in Umbria*. Cam. Comm. Ind. e Agric., Perugia.
- ANTONELLI C., GIOVAGNOTTI C., LEMMI G., LIPPI BONCAMBI C. (1962), *Le grotte dell'Umbria*. L'Universo, 42, (2), Firenze.
- ALVISI L. (1889), *L'acqua della Madonna di Udiano (Magliano Sabino)*.
- AMBROSETTI P., BONADONNA F.P., FERRARA G., FORNASERI M., TOLOMEI L., TONGIORGI E. (1968), *Segnalazione di un livello vulcanico nelle argille plioceniche della Sabina (Lazio settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 87, (2), Roma.
- ANONIMO (1895), *Miniere e cave delle provincie romane*. Rass. miner. e delle ind. min., 1, (1), Roma.
- ANONIMO (1930), *Studio sulle sabbie silicee del Soratte*. Min. It. 14, Roma.
- BARATTA M. (1898), *Il terremoto sabino abruzzese del 28/6/1898*. Boll. R. Soc. Geogr. It., 2, Roma.
- BARATTA M., (1901), *Sulle recenti manifestazioni sismiche di Palombara Sabina (Roma)*. Voghera.
- BELLUIGI A. (1961), *Ricerca moderna e valorizzazione delle ligniti dell'antico Lago Tiberino*. Conv.-Mostra Naz. Ligniti, Perugia 1959, Cam. Comm. Ind. e Agric., Perugia.

- BENELLI G.C. (1958), *Nuovi dati stratigrafici e paleontologici sul M. Soratte (Lazio)*. Pubbl. Ist. Palent. Univ. di Roma, 29, Roma.
- BENELLI G.C. (1960), *Geologia dei Monti di Fara in Sabina*. Boll. Soc. Geol. It., 79, (3), Roma.
- BENELLI G.C. (1962), *Note di geologia sabina*. Boll. Soc. Geol. It., 81, (1), Roma.
- BENELLI G.C. (1962), *Il Paleogene dei monti di Fara Sabina*. Mem. Soc. Geol. It., 3, Roma.
- BENEO E. (1946), *Il problema strutturale del M. Soratte (Lazio)*. Rend. Acc. Lincei, s. 8, 1, (9), Roma.
- BENEO E. (1946), *Su alcune zone caolinifere della regione del M. Soratte*. Boll. Serv. Geol. d'It., 70, Roma.
- BENEO E. (1947), *Sulla struttura del M. Soratte*. Boll. Soc. Geol. It., 65, Roma.
- BERGOMI G., CATENACCI V., CESTARI G., MANFREDINI M., MANGANELLI V. (1969), *Note Ill. Carta Geol. It., F° 171 Gaeta e Vulcano di Roccamonfina*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- BERTINI M., D'AMICO C., DERIU M., TAGLIAVINI S., VERNIA L. (1971), *Note Illustr. Carta Geol. d'Italia, F° 143 Bracciano*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- BIELEHR CHATELOU I. (1927), *Lo sbocco a contropendio del Torrente Licenza nel Fiume Aniene*. Boll. Soc. Geol. It., 48, (1), Roma.
- BONADONNA F.P. (1963), *Studi sul pleistocene del Lazio: il bacino diatomitico di Prima Porta*. Geologica Romana, 2, Roma.
- BONADONNA F.P. (1965), *Further information on the research in the Middle Pleistocene diatomite quarry of Valle dell'Inferno (Riano)*. Quatern., 7, Roma.
- BONADONNA F.P. (1966), *Nuovi metodi nello studio dei giacimenti varvati della Campagna romana e primi risultati. Confronti con le varve scandinave*. Boll. Soc. Geol. It., 85, (1), Roma.
- BONADONNA F.P. (1968), *Studi sul Pleistocene del Lazio: 4. La linea di costa tirreniana di Ponte Galeria*. Quatern., 9, Roma.
- BONADONNA F.P. & BIGAZZI G. (1969), *Studi sul Pleistocene del Lazio: 7. Età di un livello tufaceo del bacino diatomifero di Riano stabilita con il metodo delle tracce di fissioni*. Boll. Soc. Geol. It., 88, (3), Roma.
- BONARELLI G. (1901a), *Descrizione geologica dell'Umbria centrale*. Boll. Soc. Geol. Geol. It., 18, Roma.
- BONARELLI G. (1901), *Descrizione geologica dell'Umbria centrale*. Boll. Soc. Geol. It., 20, Roma.
- BONARELLI G. (1901 b), *Sulla presenza dell'Oligocene nell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., 20, Roma.
- BONARELLI G. (1967), *Descrizione geologica dell'Umbria Centrale*. Centro umbro di studi per le risorse energetiche. Poligr. Salvati, Foligno.
- BONETTI F. (1909), *Sopra il rinvenimento di materiale diatomifero presso Riano*. Atti Pont. Acc. Romana Lincei, 62, Roma.
- BREST E. (1912), *I fenomeni carsici nell'Appennino umbro-marchigiano*. Mondo Sotterraneo, 8, (3), Udine.
- BROCCHI G. (1822), *Descrizione geologica del M. Soratte*. Giorn di Lett. Sc., 25, Milano.
- BRUGNATELLI L. (1883), *Note sulla composizione di una roccia pirossenica dei dintorni di Rieti*. Boll. R. Com. Geol. It., 14, Roma.
- BUTTINI G. (1896), *Monti Cornicolani*. Soc. Alp. Merid., 4, (3).
- CACCIAMALI G.B. (1898), *Appennino Umbro-Marchigiano*. Comm. Ateneo di Brescia.
- CANAVARI M. (1879), *Sulla presenza del Trias nell'Appennino centrale*. Boll. R. Com. Geol. d'It., 10, Roma.
- CANAVARI M. (1879), *Sui fossili del Lias inf. nell'Appennino centrale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 4, Pisa.
- CANAVARI M. (1880), *Di alcune ammoniti del Lias medio raccolti nelle vicinanze di S. Antonio nel gruppo montano di Tivoli*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 2, Pisa.
- CANAVARI M. (1891), *Un nuovo esempio di discordanze tra il Titoniano ed il Lias osservato nell'Appennino centrale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 8, Pisa.
- CANAVARI M. (1892), *I terreni del Terziario inf. e quelli del Creta sup. nell'Appennino centrale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 9, Pisa.
- CANAVARI M. (1892), *Ancora sulla eocenicità della parte superiore della scaglia nell'Appennino centrale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 9, Pisa.
- CANCANI A. (1901), *Sul periodo sismico iniziato il 24 aprile 1901 nel territorio di Palombara Sabina*. Boll. Soc. Sism. It., 7, Modena.
- CARELLA V. (1941), *Note geologiche e storiche sul territorio cornicolano*. Min. Aeron., Roma.
- CASTIGLIONI B. (1934), *Studi morfologici nell'Italia centrale*. Boll. Soc. Geogr. It., s. 6, 11, (1), Roma.
- CASTIGLIONI B. (1935), *Ricerche morfologiche nei terreni pliocenici dell'Italia centrale*. Pubbl. Ist. Geogr. R. Univ. Roma, ser A., 4, Roma.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., PIERUCCINI U. (1971), *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Studi Geol. Camerti, 1, Camerino.
- CERULLI IRELLI S. (1940), *La 52ª riunione estiva della Società Geologica Italiana (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., 59, Roma.
- CERULLI IRELLI S. & DE ANGELIS D'OSSAT G. (1898), *I molluschi fossili pliocenici di Palombara Marcellina*. Boll. Soc. Geol. It., 17, Roma.
- CHIOCCHINI M., MANGANELLI V., TILIA ZUCCARI A. (1970), *Alcuni dati sulla stratigrafia del Terziario sul bordo orientale dei Lucretili (Lazio centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., 89, (1), Roma.
- CIRILLI V. & GIANNONE A. (1940), *Sulla costituzione di terre refrattarie provenienti dai territori di Civitavecchia, Fiano Romano e Roccastrada*. Ric. Scient., 11, (12), Roma.
- CLERICI E. (1887), *Il travertino di Fiano Romano*. Boll. R. Com. Geol. It., 18, Roma.

- CLERICI E. (1888), *Contribuzione alla flora dei tufi vulcanici della provincia di Roma*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **91**, Roma.
- CLERICI E. (1893), *Il Pliocene alla base dei M. Cornicolani e Lucani*. Rend. R. Acc. Lincei, s. 5, **2**, Roma.
- CLERICI E. (1894), *Sull'origine dei tufi vulcanici a nord di Roma*. Rend. R. Acc. Lincei, s. 5, **3**, Roma.
- CLERICI E. (1894), *Ancora sull'origine e sull'età dei tufi vulcanici a nord di Roma*. Rend. R. Acc. Lincei, s. 5, **3**, Roma.
- CLERICI E. (1895), *Presentazione di fossili della regione fra i M. Cornicolani e Lucani e digressione sulla pretesa epoca villafranchiana di detta regione*. Boll. Soc. Geol. It., **14**, Roma.
- CLERICI E. (1913), *Sui dintorni dei laghi di Scanno e Piediluco*. Boll. Soc. Geol. It., **32**, Roma.
- CLERICI E. (1929), *Osservazioni geo-mineralogiche sulle sabbie del Soratte*. Boll. Soc. Geol. It., **48**, Roma.
- CLERICI E. (1933), *La geologia e la paleontologia in Roma e nel Lazio*. In: «Le Sc. Fis. e Biol. nel Lazio», Ist. Studi Roma, Roma.
- CLERICI E. (1935), *Carta dei giacimenti diatomiferi dei dintorni di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **54**, Roma.
- COLACICCHI R. & PIALLI G. (1967), *Dati a conferma di una lacuna dovuta ad una emersione nel Giurese del M. Cucco (App. Umbro)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, (2), Roma.
- COLACICCHI R. & PIALLI G. (1971), *Relationship between some peculiar features of jurassic sedimentation and paleogeography in the umbro-marchigiano basin (central Italy)*. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, **54**, (2), Budapest.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970), *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, (4), Pisa.
- COLALONGO M. L. (1968), *Cenozone a Foraminiferi e Ostracodi nel Pliocene e basso Pleistocene della serie del Santerno e dell'Appennino Romagnolo*. Giorn. Geol., **53**, (3) (1967), Bologna.
- CONFORTO B. & PARBONI F. (1964), *Contributo alla conoscenza dei Monti di Narni*. Boll. Soc. Geol. It., **82**, (3), Roma.
- CREMA C. (1910), *Sezione geologica attraverso la Valle del Licenza, nel bacino dell'Aniene*. Boll. R. Com. Geol. It., **41**, Roma.
- CREMA C. (1915), *Improvvisa formazione di una dolina presso Monte Celio in provincia di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **34**, Roma.
- CRESCENTI U. & FOLLADOR U. (1965), *Il Pleistocene ad Hyalinaea baltica (Schroeder) nella parte orientale dell'Italia centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, (2), Roma.
- CUMIN G. (1920), *Una dolina di crollo presso Tivoli*. Boll. Soc. Geogr. It., s. 7, **9**, Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1901), *Sulla geologia della provincia di Roma. I) Rinvenimento di ossa fossili presso la stazione di Fara Sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **20**, Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1914), *Le acque della gola sotto Narni - La sorgente di Montoro*. Riv. Ing. San. e Edil. Mod., **10**, Torino.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1918), *Rinvenimento di mammiferi fossili nel Pliocene lacustre e salmastro umbro*. Boll. Soc. Geol. It., **37**, Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1919), *Sulla geologia della provincia di Roma. XV. Vertebrati fossili nella lignite presso S. Cosimato. (Valle dell'Aniene)*. Boll. Soc. Geol. It., **38**, Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1924), *Sulla geologia della provincia di Roma. XX. L'Equus Stenomis Cocchi nelle ligniti di Roccantica (Sabina); XXI. Sabbia pomicea a Tor Baccellì, Valle del Farfa*. Boll. Soc. Geol. It., **43**, Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1933), *La spiaggia pliocenica sul versante occidentale dei monti Umbro-Sabini*. Atti Pont. Acc. Nuovi Lincei, **86**, Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1947), *Storia delle conoscenze sui tufi vulcanici e supposti « necks » dell'Alto Aniene*. Soc. Tiburtina Storia e Arte, **24**, Tivoli.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1948), *Argille pregiate di Civitacastellana e di Fiano Romano*. Boll. Soc. Geol. It., (1947), **66**, Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. & VERRI A. (1899), *Contributo allo studio del Miocene nell'Umbria*. Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5, **8**, Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. & VERRI A. (1900), *Secondo contributo allo studio del Miocene nell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **19**, (1), Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. & VERRI A. (1901), *Terzo contributo allo studio del Miocene nell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **20**, Roma.
- DEEKE W. (1899), *Die pleistocene Landseen des Apennins*. Globas, **76**, (22-23), Braunschweig.
- DEMANGEOT J. (1952), *Sur la continuité de la surface villafranchienne du Tibre à l'Adriatique*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. VIII, **12**, (2), Roma.
- DEMANGEOT J. (1952), *Les aplanissements villafranchiens de l'Apennin central*. Contr. Sc. Geol. - Suppl. Ric. Sc., **22**, Roma.
- DE MARCHI L. (1874), *Bacino lignitifero di Roccantica (Umbria)*. Rel. Serv. Min., Roma.
- DE MARCHI L. (1874), *Bacini lignitiferi di Colle dell'Oro, di S. Clemente e di Piedicolle (Terni)*. Rel. Serv. Min., Roma.
- DE MARCHI L. (1888), *Bacini lignitiferi di Narni e di Aspra*. Riv. Serv. Min., (1890), Firenze.
- DE STEFANI C. (1876-80), *Molluschi continentali fino ad ora notati in Italia nei terreni pliocenici, ed ordinamento di questi ultimi*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **2**, **3**, **5**, Pisa.
- DE STEFANI C. (1880), *Sulla formazione delle vallate nei terreni pliocenici nella Toscana e nell'Umbria*. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., **2**, Pisa.
- DI NAPOLI ALLIATA E. (1943), *Esame paleontologico di alcuni campioni della formazione marnoso-arenacea umbro-romagnola*. Boll. Soc. Geol. It., **62**, Roma.

- EVERNDEN J.F. & CURTIS G.H. (1965), *The Potassium-Argon Dating of Late Cenozoic Rocks in East Africa and Italy*. Current Anthropology, **6**, (4).
- FARINACCI A. (1959), *Le microbiofacies giurassiche dei Monti Martani*. Pubbl. Ist. Geol. e Paleont. Univ. Roma, n. 41, Roma.
- FARINACCI A. (1965), *I foraminiferi di un livello marnoso nei calcari diasprigni del Malm (M. Martani)*. Geol. Romana, **4**, Roma.
- FARINACCI A. (1967), *La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana*. Geol. Romana, **6**, Roma.
- FARINACCI A. (1970), *Età, batimetria, temperatura, sedimentazione e subsidenza nelle serie carbonatiche dell'intrageoanticlinale mesozoica umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **69**, (2), Roma.
- FARINACCI A. & SIRNA G. (1959), *Livelli a Saccocoma nel Malm dell'Umbria e della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **78**, (3), Roma.
- FAZZINI P. (1968), *La geologia dei Monti d'Amelia. Stratigrafia e tettonica*. Mem. Soc. Geol. It., **7**, (4), Roma.
- FAZZINI P. & MANTOVANI M.P. (1965), *La geologia del gruppo di M. Subasio*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, (3), Roma.
- FOLGHERAITER G. (1902), *Il vulcanetto di Coppaeli (Rieti)*. Boll. Soc. Sism. **8**, Modena.
- FOLLIERI M. (1958), *Notizie preliminari su una flora fossile a Pteconye rinvenuta nelle diatomiti di Riano (Roma)*. Ann. di Botanica, **26**, (1), Roma.
- FOLLIERI M. (1960), *Correlazione paleobotanica fra i due bacini diatomiferi di Valle dell'Inferno e di Valle Pianaperina presso Riano (Roma)*. Ann. di Botanica, **26**, (3), Roma.
- FOLLIERI M. (1962), *La foresta colchica fossile di Riano Flaminio. II. Analisi polliniche*. Ann. di Botanica, **27**, (2), Roma.
- FOSSA-MANCINI E. (1921), *Sul probabile meccanismo di alcune dislocazioni dell'Appennino marchigiano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **34**, Pisa.
- FRANCHETTI C. (1952), *Il Monte Soratte e la sua importanza speleologica*. Grotte d'Italia, **6**, Postumia.
- GE.MI.NA. (GEOMINERARIA NAZIONALE) (1963), *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Torino.
- GIANNINI E. (1960), *Osservazioni geologiche sulla Montagna dei Fiori*. Boll. Soc. Geol. It., **79**, (2), Roma.
- GIANNINI E. (1960), *Sui rapporti fra calcare massiccio e calcari selciferi nel M. Pisano*. Boll. Soc. Geol. It., **79**, (2), Roma.
- GIORGIS G. (1891), *Analisi della sabbia silicea del Monte Soratte*. Riv. Scient. Ind., **23**, Firenze.
- GIROTTI O. (1966), *Un Viviparus pleistocenico dell'Italia centrale. Confronto con le specie fossili e viventi europee*. Arch. Moll., **95**, Frankfurt a. M.
- GIROTTI O. (1967), *Considerazioni geologiche sul Plio-Pleistocene del bacino inferiore della Nera*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Serie VI, **18**, Catania.
- GIROTTI O. (1969), *Viviparus etruscus MALATESTA nel Pleistocene inf. di Roma. Considerazioni stratigrafiche ed ecologiche*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8°, **45**, Roma.
- GIROTTI O. (1969), *Viviparus etruscus MALATESTA nel Pleistocene inf. di Roma. Considerazioni stratigrafiche ed ecologiche*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8°, **45**, Roma.
- GIROTTI O. (1972), *Le vulcaniti melilititiche di Cupaello (Rieti)*. Soc. It. Min. Petr., Rend., **28**, (1), Milano.
- GRATZIU C. & SCHIAFFINO L. (1967), *Ricerche mineralogiche e petrografiche sulla scaglia umbra*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **74**, (2), Pisa.
- HUBMANN O. (1961), *Le ligniti dell'Umbria e lo sviluppo di nuove industrie nell'Italia centrale*. Conv.-Mostra Naz. Ligniti, Cam. Comm. Ind. e Agricol., Perugia.
- IPPOLITO F. (1948), *Contributo alle conoscenze della malacofauna delle ligniti di Coll'e dell'Oro presso Terni*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Nat., ser. 4, **14**, Napoli.
- ISSEL A. & MELI R. (1882), *Sulle zone di fori lasciati dai litodomi piocenicici sulle calcarie di Fara in Sabina*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **13**, Roma.
- JACOBACCI A. (1961), *Considerazioni generali sulle ligniti dell'Umbria*. Conv.-Mostra Naz. Ligniti, Cam. Comm. Ind. e Agricol., Perugia.
- KELLER F. (1899), *Intensità orizzontali del magnetismo terrestre a Santa Marinella e a Magliano Sabino*. Frammenti concernenti la geofisica dei dintorni di Roma, **10**, Roma.
- KICINSKI F.M. (1952), *Contributo alla stratigrafia del territorio di Orte*. Contr. di Sc. Geol., Suppl. Ricerc. Scient., **2**, (22), Roma.
- LIPPI BONCAMBI C. (1959), *Sulle ligniti dell'Umbria*. Ind. Min., ser. 2, **10**, (6), Roma.
- LIPPI BONCAMBI C. (1959), *Appunti morfologici e idrologici nell'Umbria di SE*. IV Conv. Naz. Ass. Ins. Geogr., Perugia.
- LIPPI BONCAMBI C. (1960), *Bibliografia geologica d'Italia, 7, Umbria*. Napoli.
- LIPPI BONCAMBI C. (1961), *Geologia e paleogeografia dei bacini lignitiferi dell'Umbria*. Conv.-Mostra Naz. Ligniti, Cam. Comm. Ind. e Agricol., Perugia.
- LIPPI BONCAMBI C. (1964), *L'Umbria. Sintesi morfologica*. Univ., **44**, Firenze.
- LOCARDI E. (1965), *Tipi di ignimbrite di magmi mediterranei. Le ignimbrite del Vulcano di Vico*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **72**, Pisa.
- LOCARDI E. & MITTEMPERGER M. (1967), *Sulla genesi delle ignimbrite: come ignimbrite ed altri prodotti piroclastici si generano da lave in colata*. Rend. Soc. Min. It., **23**, Pavia.
- LOSACCO U. (1942), *Un nuovo genere aaleniano di Aviculide della Sabina*. Riv. It. Paleont., **48**, (1), Milano.
- LOSACCO U. (1949), *Note geologiche e morfologiche nella Sabina meridionale*. Atti XIV Congr. Geogr. It., Bologna.
- LOTTI B. (1900), *Sull'età della formazione marnoso-arenacea fossilifera dell'Umbria superiore*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **31**, Roma.

- LOTTI B. (1901), *Ancora sull'età della formazione marnoso-arenacea fossilifera dell'Umbria superiore*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **32**, Roma.
- LOTTI B. (1902), *Sulla costituzione geologica del gruppo montuoso di Amelia (Umbria)*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **33**, Roma.
- LOTTI B. (1903), *I terreni secondari nei dintorni di Narni e di Terni*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **34**, Roma.
- LOTTI B. (1906), *Sui risultati del rilevamento geologico dei dintorni di Piediluco, Ferentillo e Spoleto*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **37**, Roma.
- LOTTI B. (1906), *Osservazioni geologiche nei dintorni di Rieti*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **37**, Roma.
- LOTTI B. (1908), *La faglia inversa Lugnano-M. Tolentino tra l'altipiano di Rieti e quello di Leonessa*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **39**, Roma.
- LOTTI B. (1909), *Rilevamento geologico nell'Alta Valnerina durante la campagna 1908*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **40**, Roma.
- LOTTI B. (1911), *La formazione arenaceo-marnosa dell'Umbria con fossili ritenuti miocenici è più antica delle argille scagliose con ofioliti*. Boll. Soc. Geol. It., **30**, Roma.
- LOTTI B. (1913), *Sulle due facies del Cretaceo Umbro ed Abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., **32**, Roma.
- LOTTI B. (1913), *Sulla questione del Terziario in Umbria*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **44**, Roma.
- LOTTI B. (1917), *L'antico lago tiberino e le ligniti dell'Umbria*. Min. Ital., **7**, Roma.
- LOTTI B. (1926), *Descrizione geologica dell'Umbria*. Mem. Descrit. Carta Geol. d'Italia, **21**, Roma.
- LOTTI B. & CREMA C. (1927), *I terreni mesozoici dell'Appennino centrale. Studi sulle rocce di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa*. Boll. R. Uff. Geol., **52**, Roma.
- LUTERBACHER K.P. & PREMOLI SILVA I. (1964), *Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino centrale*. Riv. It. Palent., **70**, (1), Milano.
- LÜTTIG G. (1961), *La formazione delle ligniti umbro-toscane secondo un medesimo punto di vista geologico*. Conv.-Mostra Naz. Ligniti, Cam. Comm. Ind. e Agricol., Perugia.
- MACCAGNO A.M. (1962), *Gli elefanti fossili di Riano (Roma)*. Geol. Rom., **1**, Roma. Geol. Rom., **1**, Roma.
- MACCAGNO A.M. (1962), *Il genere Cyclotella nei depositi diatomitici di Riano (Roma)*. Geologica Romana, **1**, Roma.
- MADDALENA C. (1926), *Studio geognostico del tratto di linea tra Nera Montoro e Narni*. Riv. Tecnica delle Ferr. It., **29**, (6), Roma.
- MAFFEI A. (1929), *Studio delle sabbie silicee del M. Soratte*. Ann. Chim. Appl., **19**, 10, Roma.
- MALATESTA A. (1964), *Über einige pleistozane Subwasmollusken aus Mittel Italien I*. Arch. Moll., **93**, Frankfurt a. M.

- MARINELLI G. (1967), *Genèse des magmas du Volcanisme plio-quatenaire des Appennins*. Geol. Rdsch., **57**, (1), Stuttgart.
- MARINELLI G. & MITTEMPERGER M. (1966), *On the Genesis of some Magmas of Typical Mediterranean (Potassic) Suite*. Bull. Vulc., **29**, Napoli.
- MANFREDINI A. (1951), *Ricerca idrica con mezzi geofisici nel comune di Guidonia*. Boll. Serv. Geol. d'It., **71**, (1947-1949), Roma.
- MANFREDINI M. (1948), *Osservazioni sulla serie mesozoica post-liassica nel versante orientale del gruppo del Monte Gennaro (Lazio)*. Boll. Soc. Geol. It., **65**, Roma.
- MANFREDINI M. (1954), *Materiali naturali litoidi da costruzione della provincia di Rieti*. Ind. Min., **5**, (8), Roma.
- MANFREDINI M. (1964), *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*. Boll. Serv. Geol. d'It., **84**, (1963), Roma.
- MANFREDINI M. (1964), *Schema idrogeologico dell'Abruzzo*. Min. LL.PP., Cons. Sup. Serv. Idr. Centr.: *Le sorgenti italiane*, **9**, Abruzzo. Roma.
- MANFREDINI M. (1966), *Sui rapporti fra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **86**, Roma.
- MANFREDINI M. (1972), *Studio idrogeologico della Piana di Rieti*. C.N.R. Quad. Ist. Ric. Acque, **6**, Roma.
- MANFREDINI M. & MANGANELLI V. (1969), *Alcune considerazioni sulla tettonica dell'area di facies umbra*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, Roma.
- MANFREDINI M. & MOTTA S. (1947), *Affioramenti cretacei a globotruncane nella regione del M. Soratte*. Boll. Uff. Geol. d'It., **70**, Roma.
- MANGANELLI V. & TILIA ZUCCARI A. (1969), *Nuovi dati stratigrafici e strutturali dei Monti di Spoleto (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**, Roma.
- MANTOVANI M.P. (1959), *Il Trias dell'Umbria*. Rivol. Ind., **74**, Milano.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1963), *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Trias sup. nell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, Roma.
- MASTROIRILLI V.I. (1965), *I fossili quaternari del bacino diatomitico di Riano presso Roma nella Collezione del Museo Civico di Sc. Nat. « G. Doria » in Genova*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **3**, (1), Genova.
- MATTIAS P.P. & VENTRIGLIA U. (1970), *La regione vulcanica dei Monti Sabatini e Cimini*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, Pisa.
- MAXIA C. (1943), *Attraverso la Campagna Romana ed i Monti Cornicolani, Lucani e Tiburtini. (Guida alle escursioni degli studenti di Sc. Geologiche della R. Univ. di Roma)*. Pubbl. Ist. Geol. e Paleont. Univ. di Roma. Roma.
- MAXIA C. (1943), *Sul Lias superiore di S. Polo dei Cavalieri (Preappennino Romano)*. Atti R. Acc. d'It., s. VII, **4**, Roma.
- MAXIA C. (1943), *La serie liassica dei Monti Cornicolani e Lucretili*. Boll. Soc. Geol. It., **62**, Roma.
- MAXIA C. (1946), *Osservazioni geologiche nei dintorni di Civitella S. Polo e Fiano Romano (nord di Roma)*. Boll. Uff. Geol. d'It., **69**, Roma.

- MAXIA C. (1946), *Nuova formazione di facies limnicapleistocenica presso Rignano Flamínio (Tuscia Romana)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 8, **1**, Roma.
- MAXIA C. (1947), *Fossili pliocenici nelle brecce calcaree presso Capena (Lazio)*. Boll. Soc. Geol. It., **66**, Roma.
- MAXIA C. (1947), *Vecchie e nuove osservazioni sui terreni quaternari del Lazio occidentale*. Boll. Uff. Geol. It., **70**, Roma.
- MAXIA C. (1947), *Contributo alla geologia del Lazio. I. La trasgressione pliocenica presso Rignano Flamínio*. Boll. Uff. Geol. d'It., **70**, Roma.
- MAXIA C. (1947), *Condizioni di giacitura diapirica dei calcari liassici dei M. Cornicolani*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 8, **3**, Roma.
- MAXIA C. (1948), *Studio geologico sui Monti Cornicolani*. Ric. Scient. **18**, (3, 4), Roma. Roma.
- MAXIA C. (1948), *Un singolare fenomeno d'erosione nella Sabina occidentale: il ponte sfondato sul torrente Farfa*. L'Universo, **28**, (6), Firenze.
- MAXIA C. (1949), *Nuovi risultati dello studio geologico dei M. Cornicolani (Lazio)*. Ric. Scient., **19**, (5), Roma.
- MAXIA C. (1951), *Sopra una zanna di Elephas antiquus rinvenuta presso Morlupo (Nord di Roma)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **73**, Roma.
- MAXIA C. (1951), *Studio preliminare del territorio di Morlupo (fra Roma e Viterbo)*. In R. Fabiani - *Attività del 1950-51 del Centro di studio per la geologia dell'Italia centro-meridionale*. Ric. Scient., **21**, (12), Roma.
- MAXIA C. (1952), *Geologia dei dintorni di Castiglione (Rieti). I gasteropodi e le ammoniti del Malm superiore*. Boll. Serv. Geol. d'It., **74**, Roma.
- MAXIA C. (1954), *La geologia dei Monti Cornicolani*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Roma, **11**, Roma.
- MAXIA C. (1955), *Lineamenti geomorfologici del Lazio*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Roma, **25**, Roma.
- MAXIA C. (1956), *Bibliografia geologica d'Italia. 1, Lazio*. C.N.R., Napoli.
- MAXIA C. & DUCCHI A. (1947), *Contributo alla geologia dei dintorni di Rignano Flamínio e rinvenimento di resti fossili elefantini*. Boll. Soc. Geol. It., **65**, Roma.
- MAXIA C. & MACCAGNO A.M. (1952), *Ricognizione ad una località di rinvenimento di resti di Elephas*. Ric. Scient., **22**, Roma.
- MAXIA C. & ROMAGNOLI R. (1959), *Sul Trias superiore di Poggio-Ponte Arverino (Umbria meridionale)*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Roma, **34**, Roma.
- MAZZETTI C. (1933), *Rassegna statistica dei combustibili italiani*. C.N.R., Commissione per i combustibili, Roma.
- MELI R. (1882), *Sulla zona dei fori lasciati da litodomi pliocenici nella calcaria giurese di Fara Sabina*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **13**, (5-6), Roma.
- MELI R. (1908), *La gola del F. Nera sotto Narni. Cenni geologici e notizie*. Boll. Soc. Geogr. It., s. 4, **9**, Roma.
- MELI R. (1917), *Appunti sopra alcuni lembi di Lias rosso ammonitico dei dintorni di Narni*. Boll. Soc. Geol. It., **36**, Roma.
- MENEGHINI J. (1867-81), *Les fossiles du calcaire rouge ammonitique (Ammoniti liassiche del Monte S. Pancrazio, Sabina)*. Paleont. Lomb. s. 4, Milano.
- MERLA G. (1938), *Il Tevere. Monografia idrologica I: Geologia e permeabilità dei terreni del bacino*. Min. LL.PP. - Consiglio sup. Servizio idrografico, Pubbl. 22, Roma.
- MILLOSEVICH F. (1941), *I tufi pozzolanici della media Valle dell'Aniene*. Rend. Soc. Min. It., **1**, (2), Roma.
- MILLOSEVICH F. (1942), *I necks a pozzolana della media Valle dell'Aniene*. Per. Min., **13**, Roma.
- MITTEMPERGER M. (1965), *Vulcanismo e petrogenesi della zona di S. Venanzo (Umbria)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **72**, Proc. Verb., Pisa.
- MITTEMPERGER M. & TEDESCO C. (1963), *Some observations on the ignimbrites, lava-domes and lava-flows of M. Cimino (Central Italy)*. Bull. Vulc., **25**, Napoli.
- MORELLI C. (1944), *Studio geologico delle regioni travertinose a sud di Cerdomare (Sabina)*. Univ., **25**, Firenze.
- MORI A. (1894), *Piediluco ed il suo lago*. Natura ed arte, **3**, Milano.
- NAPOLEONE I. (1959), *Analisi pollinica dell'argilla lacustre pleistocenica di Castel del Monte, presso Acquasparta*. Pubbl. Ist. Geol. e Paleont. Univ. Roma, **7**, Roma.
- ORSINI N. (1876), *Sorgenti del Farfa, fiume della Sabina umbra*. Boll. Club Alp. Ital., Torino.
- PALAZZO C. (1901), *Sul terremoto del 26-4-1901 nei pressi di Palombara Sabina*. Rend. R. Acc. Lincei, s. V, **10**, Roma.
- PANBIANCO R. (1879), *Sui monti del Comune di Narni*. Atti R. Acc. Lincei, s. 3, **4**, Roma.
- PANTANELLI D. (1885), *Vertebrati fossili delle ligniti di Spoleto*. Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **4**, Pisa.
- PANTANELLI D. (1886), *Melanopsis fossili e viventi d'Italia*. Boll. Soc. Malac. It., **12**, Modena.
- PARONA C.F. (1882-83), *Contributo allo studio della fauna liassica dell'Appennino centrale*. Mem. R. Acc. dei Lincei, s. 3, **15**, Roma.
- PERINI A. (1956), *Geologia della Valle del Licenza (Appennino Romano)*. Pubbl. Ist. Geol. e Paleont. Univ. di Roma, **25**, Roma.
- PERINI A. (1956), *Geologia del versante orientale del M. Gennaro e della Valle del torrente Licenza*. Pubbl. Ist. Geol. e Paleont. Univ. di Roma, **26**, Roma.
- PERNO U. (1955), *Nota preliminare sui risultati conseguiti nella campagna geologica del 1954 (F° 144, Palombara Sabina)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **76**, (2), Roma.
- PERRONE E. (1908), *Il Tevere*. Carta Idr. d'It., 26 bis, III edizione, Roma.
- PIERFEDERICI W. (1958), *Descrizione di una microfacies pelagica ad alghe filamentose dei M. Lucretili*. Pubbl. Ist. Geol. e Paleont. Univ. Roma, **28**, Roma.
- PILOTI C. (1912), *Escursioni a Schifanoia*. Boll. Soc. Geol. It., **31**, Roma.
- PIRINI C. & MOSNA S. (1963), *Microfaune triassiche nella zona di Ponte Arverino (Umbria)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, (1), Roma.

- PONZI G. (1845), *Sui terreni che si riscontrano presso la città di Cesi nel bacino di Terni*. Racc. Scient., 1, Roma.
- PONZI G. (1849), *Storia fisica del bacino di Roma*. Atti Acc. Pont. N. Lincei, 2, Roma.
- PONZI G. (1850), *Memorie sulla storia fisica del bacino di Roma, da servire d'appendice all'opera «Il suolo fisico di Roma»*, di G. B. BROCCHI. Ann. Sc. Mat. e Fis., Roma.
- PONZI G. (1857), *Fossili trovati dal sacerdote don C. Rusconi sul suolo di Monticeli*. Atti Acc. Pont. N. Lincei, 10, Roma.
- PONZI G. (1857-58), *Sul rinvenimento di ossa elefantine sotto Rignano*. Atti Acc. Pont. N. Lincei, 11, Roma.
- PONZI G. (1858), *Storia naturale del Lazio*. Giorn. Acc. di Scien. Econ., 12, Roma.
- PONZI G. (1872), *Carta geologica del bacino di Roma*. Boll. Soc. Geogr. Ital., 17, Roma.
- PONZI G. (1872), *Del bacino di Roma e sua natura*. Regia Tip., Roma.
- PONZI G. (1875), *Storia naturale del Tevere*. Boll. Soc. Geogr. It., 12, Roma.
- PONZI G. (1878), *Le ossa fossili subappennine dei dintorni di Roma*. Atti R. Acc. Lincei, 2, Roma.
- PORTIS A. (1893), *Contribuzione alla storia fisica del bacino di Roma, e studi sopra l'estensione da darsi al Pliocene superiore*. Roma.
- PORTIS A. (1900), *Contribuzione alla storia fisica del bacino di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., 19, Roma.
- PRINCIPI P. (1909), *Materiali da costruzione dell'Umbria*. Giorn. Geol. prat., 6, (5), Perugia.
- PRINCIPI P. (1910), *Fossili retici del gruppo montuoso di Amelia*. Riv. It. Paleont., 16, Milano.
- PRINCIPI P. (1914), *Alcune considerazioni sul Terziario dell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., 33, Roma.
- PRINCIPI P. (1922), *Alcune osservazioni sul Quaternario dell'Umbria*. Atti Acc. Lincei, 31, (2), Roma.
- PRINCIPI P. (1922), *I bacini pliocenici e quaternari dell'Umbria centrale*. Atti Soc. Lig. Scienze e Lett., 1, (2), Pavia.
- PRINCIPI P. (1922), *Tentativo di ordinamento del terziario inferiore e medio dell'Umbria centrale*. Boll. Soc. Geol. It., 41, Roma.
- PRINCIPI P. (1923), *Classificazione di terreni mesozoici nell'Umbria centrale*. Atti Soc. Lig. sc. lett., 2, (2), Pavia.
- PRINCIPI P. (1924), *Alcune osservazioni nel territorio dell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., 33, (2), Roma.
- PRINCIPI P. (1927), *Intorno alla suddivisione dei terreni del Terziario inferiore e medio dell'Italia centrale*. Boll. Soc. Geol. It., 46, Roma.
- PRINCIPI P. (1932), *Il Miocene nell'Umbria meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 51, (1), Roma.

- PRINCIPI P. (1933), *I terreni terziari nel bacino di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., 52, (1), Roma.
- PRINCIPI P. (1933), *Intorno all'età della scaglia cinerea dell'Appennino centrale*. R. Acc. Naz. Lincei, Rend., ser. 6, 17, Roma.
- PRINCIPI P. (1935), *I terreni terziari nei monti Sabini meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., 53, (2), Roma.
- PRINCIPI P. (1939), *Sull'estensione del Miocene inferiore e medio nell'Appennino centrale*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., 64, Roma.
- RAU A. (1962), *Studio tettonico della zona di convergenza tra due anticlinali fra Terni e Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., 81, (3), Roma.
- RENZ O. (1932), *Osservazioni stratigrafiche sulla scaglia cinerea dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Giorn. Geol., s. 2, 7, Bologna.
- RENZ O. (1933), *Il territorio umbro-marchigiano e dell'Abruzzo settentrionale*. Giorn. Geol., ser. 2^a, 8, Bologna.
- RENZ O. (1951), *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sulla scaglia dell'Appennino centrale*. Mem. descrit. carta geologica d'Italia, 29, Roma.
- RICCARDI R. (1927), *Su alcune cavità sotterranee presso San Filippo in Sabina*. Boll. Soc. Geogr. It., 9, Roma.
- RICCARDI R. (1955), *Il lago di Piediluco ed il suo bacino*. Mem. Soc. Geogr. It., 22, Roma.
- RODOLICO F. (1937), *Le rocce vulcaniche di S. Venanzo e Cupaello*. Boll. Soc. Geol. It., 56, (1), Roma.
- ROMEGIALLI A. (1899), *Le sabbie del Soratte e l'industria vetraria*. Roma.
- SABATINI V. (1903), *La pirossenite melilitica di Coppaeli*. Boll. R. Com. Geol. d'It., 34, Roma.
- SABATINI V. (1906), *Ancora sulla pirossenite melilitica di Coppaeli*. Boll. R. Com. Geol. d'It., 37, Roma.
- SABELLA A. (1961), *Le miniere di lignite xiloidi dell'Umbria*. Conv.-Mostra Naz. Ligniti, Cam. Comm. Ind. e Agricolt., Perugia.
- SACCO F. (1906), *La questione eo-miocenica dell'Appennino*. Boll. R. Com. Geol. d'It., 37, Roma.
- SANTORO M. (1914), *L'acqua minerale alcalina gassosa del Lecinetto, sorgente presso Narni*. Terni.
- SCARSELLA F. (1934), *Nuove osservazioni sulla scaglia della zona di transizione della Valnerina*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., 59, Roma.
- SCARSELLA F. (1946), *Di un motivo tettonico dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., 65, Roma.
- SCARSELLA F. (1949), *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo*. Boll. Serv. Geol. d'It., 71, Roma.
- SCARSELLA F. (1950), *Sui rapporti stratigrafici del «calcare massiccio» (calcare di scogliera Hettangiano) con i soprastanti piani stratigrafici della serie giura-liassica nell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., 69, (1), Roma.

- SCARSELLA F. (1951), *Un aggruppamento di pieghe dell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Serv. Geol. d'It., **73**, Roma.
- SCARSELLA F. (1951), *Resoconto sommario delle osservazioni geologiche compiute nel medio bacino del Tevere fra Orvieto e Narni*. Contr. di Sc. Geol., Suppl. Ric. Sc. Roma.
- SCHERILLO A. (1940), *I tufi litoidi a scorie nere della regione Sabazia e Cimina*. Per. Min., **11**, Roma.
- SEGRE A. G. (1945), *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio*. Ric. Scient., **15**, (2), Roma.
- SEGRE A. G. (1946), *La speleologia moderna e le esplorazioni sotterranee nell'Appennino centro-meridionale*. Ist. Nat., **1**, (2), Roma.
- SEGRE A. G. (1947), *Considerazioni sulla speleologia nell'Italia centrale*. 59° Congr. It. del C.A.I., Viareggio.
- SEGRE A. G. (1947), *Nelle grotte italiane. Italia centrale*. Scienza e Lavoro, **2**, Brescia.
- SEGRE A. G. (1948), *La voragine di M. Spaccato nei M. Tiburtini*. Boll. Soc. Geogr. It., s. 7, **1**, Roma.
- SEGRE A. G. (1949), *Relazione fra la linea delle facies ed il confine delle direttrici tettoniche tra l'arcata umbro-marchigiana ed abruzzese*. Ric. Scient. **19**, Roma.
- SEGRE A. G. (1951), *Le cognizioni speleologiche sull'Appennino Laziale-Abruzzese nella storia e negli studi naturalistici*. Rass. Speleol. It., **2**, Como.
- SEGRE A. G. (1955), *Toponomastica del fenomeno carsico nell'Appennino centrale*. Atti VII Congr. Naz. Speleol., Suppl. a Rass. Spel. It., Cagliari-Como.
- SEGRE' C. (1902), *Sulla struttura dei terreni considerata riguardo ai lavori ferroviari eseguiti dalla Società delle strade ferrate meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **21**, (3), Roma.
- SELLI R. (1952), *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., s. 2, **24**, Bologna.
- SERPI S. (1912), *Avanzi preistorici di S. Cosimato, Cantalupo e Mandela*. Riv. Antropol., Roma.
- SIGNORINI R. (1945), *La successione delle facies del Miocene nell'Appennino centrale e settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **64**, Roma.
- SIGNORINI R. (1945), *Sull'inizio della sedimentazione arenacea nell'Appennino centrale e settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **64**, Roma.
- SILVESTRI A. (1943), *Età di un giacimento nummulitico della Sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **62**, Roma.
- SIRNA G. (1968), *Fossili retici dei Monti di Amelia*. Riv. It. Paleont., **74**, (3), Milano.
- TERRENZI G. (1880), *Fossili pliocenici delle sabbie gialle, trovati nelle vicinanze delle Vigne, Schifanoia e Montoro*. Riv. Scientifica Industriale, Firenze.
- TERRENZI G. (1880), *Ammoniti e Belemniti trovate nelle vicinanze di Narni*. Riv. Scient. Industr., Firenze.
- TERRENZI G. (1880), *Il Lias sup. sul versante orientale della catena montuosa Narnese*. Riv. Scient. Ind., Firenze.
- TERRENZI G. (1881), *Sui dintorni di S. Vito ed altre località circonvicine*. Riv. Scient. Ind., Firenze.
- TERRENZI G. (1883), *Il fenomeno del carso osservato sui monti di Narni*. Riv. It. di Scien. Nat., **9**, Siena.
- TERRENZI G. (1884), *Fossili trovati nel calcare liassico della catena narnese*. Riv. Sc. Ind., Firenze.
- TERRENZI G. (1884), *Le acque minerali di Narni e la geologia*. Narni.
- TERRENZI G. (1886), *Sopra un lembo del Lias rosso ammonitico rinvenuto sulle montagne di Santacroce presso Narni*. Boll. Soc. Geol. It., **5**, Roma.
- TERRENZI G. (1886), *Il Pliocene nei dintorni di Narni*. Boll. Soc. Geol. It., **5**, Roma.
- TERRENZI G. (1888), *Il Castor fiber (Linneo) trovato fossile al Colle dell'Oro presso Narni*. Riv. Scient. Ind., Firenze.
- TERRENZI G. (1889), *Sopra una zanna elefantina scoperta nelle sabbie gialle di Camartana (Narni)*. Riv. Scient. Ind., Firenze.
- TERRENZI G. (1889), *Sui fori lasciati dai litodomi pliocenici nel calcare liassico di Borgaria (Narni)*. Riv. Scient. Ind., Firenze.
- TERRENZI G. (1889), *Il mare pliocenico nell'interno della conca di Terni*. Riv. Scient. Ind., Firenze.
- TERRENZI G. (1895), *La ferriera di Stifone ed i minerali di gesso trovati sulle montagne di Narni*. Boll. del Naturalista, Siena.
- TERRENZI G. (1899), *Molluschi terrestri e di acqua dolce trovati nelle vicinanze di Narni*. Riv. Scient. Ind., Firenze.
- TUCCIMEI G. (1880), *I colli pliocenici di Magliano Sabino*. Gli Studi in Italia, **3**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1882), *Osservazioni geologiche sui monti di Fara in Sabina a NE di Roma*. Acc. Pont. N. Lincei, **35**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1883), *Sulla struttura e i terreni che formano la catena di Fara in Sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **2**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1885), *Sopra le cavità naturali dei Monti Sabini*. Acc. Pont. N. Lincei, **38**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1886), *Considerazioni sopra il Karst Phänomen dei Monti Sabini*. Rass. It., **6**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1887), *Il sistema liassico di Roccantica ed i suoi fossili (Sabina)*. Boll. Soc. Geol. It., **6**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1887), *Nota preventiva sul Villafranchiano nelle Valli Sabine*. Boll. Soc. Geol. It., **6**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1888), *Bradisismo pliocenico nella regione sabina*. Pont. Acc. N. Lincei, **41**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1889), *Il Villafranchiano nelle Valli Sabine ed i suoi fossili caratteristici*. Boll. Soc. Geol. It., **8**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1889), *Sulle formazioni litorali plioceniche addossate alle falde dell'Appennino*. Acc. Pont. N. Lincei, **42**, Roma.

- TUCCIMEI G. (1890), *Alcune recenti osservazioni sul Villafranchiano della Sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **8**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1890), *Riconoscimento di avanzi di Elephas meridionalis nel Pliocene di Montoro*, Acc. Pont. N. Lincei, **43**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1891), *Alcuni mammiferi fossili delle provincie umbra e romana*. Acc. Pont. N. Lincei, **44**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1891), *Sui mammiferi fossili dell'Umbria e della provincia di Roma*. Acc. Pont. N. Lincei, **44**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1891), *Note stratigrafiche sopra la formazione secondaria dei M. Sabini*. Acc. Pont. N. Lincei, **44**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1892), *Sulla interpretazione di alcune anomalie nella tettonica del gruppo Sabino*. Acc. Pont. N. Lincei, **45**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1893), *Resti di Arvicula nel Pliocene lacustre della Sabina*. Acc. Pont. N. Lincei, **46**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1895), *Il Villafranchiano e l'Astiano nella valle tra i Cornicolani e i Lucani*. Acc. Pont. N. Lincei, **48**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1897), *Ancora del Villafranchiano nella valle tra i Cornicolani e i Lucani*. Roma.
- TUCCIMEI G. (1898), *Sopra alcuni cervi pliocenici della Sabina e della provincia di Roma*. Acc. Pont. N. Lincei, **51**, Roma.
- VENTRIGLIA U. & SONAGLIA A. (1969), *Rilevamento magnetometrico della regione vulcanica dei Monti Vicani e Sabatini (Nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**, (1), Roma.
- VERDUCCI E. (1961), *Ricerche lignitifere nel Lago Trasimeno tra Todi e Narni*. Conv. Mostra Naz. Ligniti, Cam. Comm. Ind. Agricol., Perugia.
- VERRI A. (1879), *Avvenimenti nell'interno del bacino del Tevere antico durante e dopo il periodo pliocenico*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **21**, Milano.
- VERRI A. (1879), *Sul canale pliocenico del Velino*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **22**, Milano.
- VERRI A. (1879), *Alcune note sui terreni terziari e quaternari prese negli ultimi viaggi nel bacino del Tevere*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **22**, Milano.
- VERRI A. (1880), *Seguito alle note sui terreni terziari e quaternari del bacino del Tevere*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **23**, Milano.
- VERRI A. (1880), *Le valli antiche e moderne dell'Umbria*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **11**, Roma.
- VERRI A. (1882), *Trasformazioni idrografiche nel territorio di Rieti e Terni*. Boll. Soc. Geol. It., **1**, Roma.
- VERRI A. (1883), *Studi geologici sulle conche di Terni e di Rieti*. R. Acc. Naz. Lincei, Mem., **15**, s. 3, Roma.
- VERRI A. (1883-85), *Appunti alle memorie del De Stefani sui molluschi continentali pliocenici*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **1**, Pisa.
- VERRI A. (1886), *Relazione sulle escursioni nei dintorni di Terni*. Boll. Soc. Geol. It., **5**, Roma.

- VERRI A. (1889), *Note a scritti sul Pliocene umbro-sabino e sul vulcanismo tirreno*. Boll. Soc. Geol. It., **8**, Roma.
- VERRI A. (1891), *Un capitolo della geologia fisica dell'Umbria*. Atti IV Congr. Geogr. It., Milano.
- VERRI A. (1902), *Storia naturale del Velino*. Terni.
- VERRI A. (1903), *Sulla divergenza di vedute circa le formazioni eoceniche e mioceniche dell'Umbria*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **34**, Roma.
- VERRI A. (1903), *Problemi orogenici nell'Umbria*. Roma.
- VERRI A. (1904), *Sulle condizioni geologiche delle località ove scaturiscono le acque acidule di Villa Sanfaustino*. Terni.
- VERRI A. (1905), *Il bacino a Nord di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **24**, Roma.
- VERRI A. (1913), *Sulla gita della S.G.I. alle Marmore*. Boll. Soc. Geol. It., **32**, (4), Roma.
- VERRI A. (1913), *Dei ciottoli esotici nel terziario dell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **32**, Roma.
- VILLA G.M. (1940), *Sull'origine di alcuni bacini chiusi nell'Appennino umbro-marchigiano*. Riv. Geogr. It., **46**, Firenze.
- VIOLA C. (1897), *La struttura carsica osservata in alcuni monti calcarei della provincia romana*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **28**, Roma.
- WENZ W. (1928), *Gasteropode extramarina terziaria VIII*. Foss. Cat., **38**, Berlin.
- WEPFER E. (1915), *Beirtrage zur Geologie des Sabinergebirges I. Die Entiteburg der pozzolana in Anienetal. II. Das Anienetal oberhalb Tivoli. Und seine geologische schichte bis zur Gegenwart*. Contr. Min. Geol. Pal., Stuttgart.
- WEZEL F.C. (1967), *I terreni quaternari del substrato dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Suppl. Sc. Geol., s. 6, **18**, (1966), Catania.
- WEZEL F.C. (1968), *Le cenozone del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore in Sicilia ed in Lucania*. Giorn. Geol., s. 2, **35**, (3) (1967), Bologna.