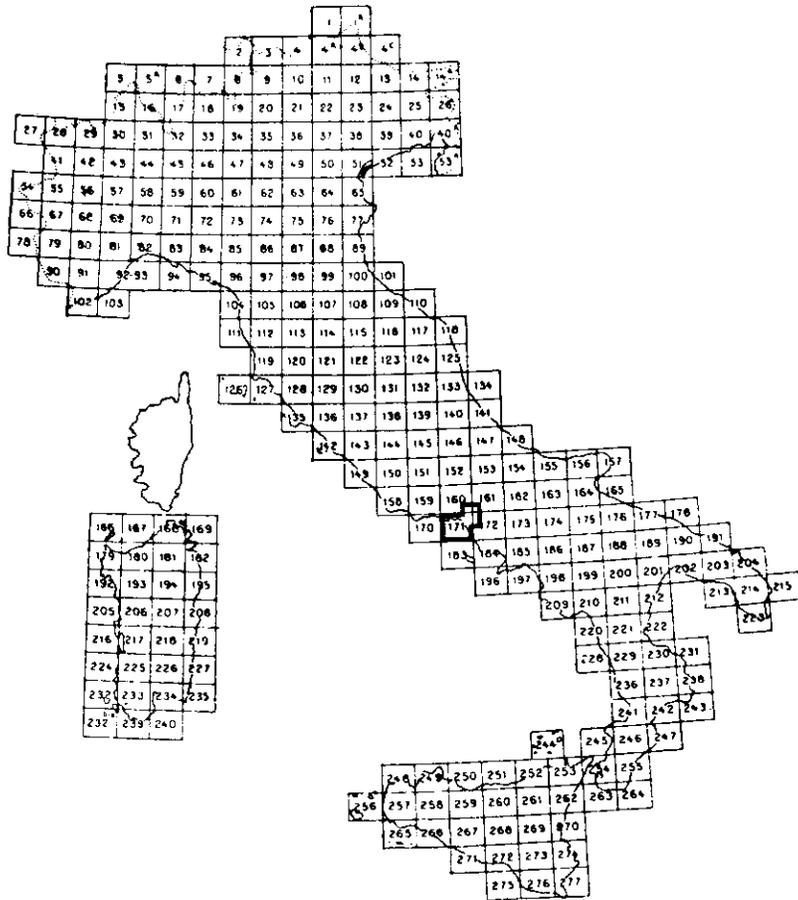


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000

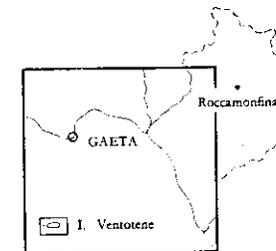


MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 171
GAETA
E
VULCANO DI ROCCAMONFINA
(F.i 160-161-171-172)

C. BERGOMI, V. CATENACCI, G. CESTARI, M. MANFREDINI, V. MANGANELLI



POLIGRAFICA & CARTEVALORI
ERCOLANO (NAPOLI)
1969



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

FOGLIO 171

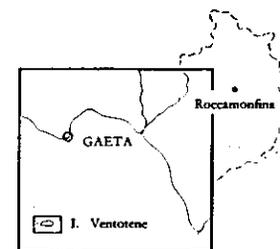
G A E T A

E

VULCANO DI ROCCAMONFINA

(F.i 160-161-171-172)

C. BERGOMI, V. CATENACCI, G. CESTARI, M. MANFREDINI, V. MANGANELLI



POLIGRAFICA & CARTEVALORI
ERCOLANO (NAPOLI)
1969

INDICE

I	—	INTRODUZIONE	Pag.	10
II	—	CARATTERISTICHE MORFOLOGICHE E GEOLOGICHE GENERALI	»	12
III	—	IDROGRAFIA	»	15
IV	—	SEDIMENTARIO	»	17
	—	CENNO STORICO	»	17
	—	STRATIGRAFIA	»	20
		Trias superiore p. p. (T ⁵)	»	20
		Trias superiore p. p. — Lias inferiore p. p. (G ¹ -T ⁶)	»	21
		Lias inferiore p. p. — Superiore p. p. (G ⁵⁻¹)	»	21
		Lias superiore p. p. — Neocomiano inferiore (C ¹ -G ⁵)	»	22
		Neocomiano p. p. — Aptiano p. p. (C ⁴⁻¹) . .	»	25
		Aptiano p. p. (C ⁴)	»	25
		Aptiano p. p. — Cenomaniano (C ⁶⁻⁴)	»	26
		Turoniano p. p. — Senoniano p. p. (C ¹⁰⁻⁷) .	»	27
		Senoniano p. p. — Paleocene p. p. (PC-C ¹¹) .	»	27
		Formazione di età incerta (<i>fl</i>)	»	28
		Langhiano? — Elveziano p. p. (M ³⁻²)	»	30
		Elveziano p. p. — Tortoniano p. p. (M ⁴⁻³) .	»	31
		Tortoniano p. p. (M ₁ ⁴)	»	32
		Tortoniano p. p. — Messiniano p. p. (M ₂ ⁴) . .	»	34

Messiniano p. p. (M^5), (M_5^5)	Pag. 36
Pliocene inferiore (P^1)	» 38
Pliocene s. l. (P)	» 41
Pleistocene:	» 43
<i>Brecce di Spigno Saturnia Vecchio</i> (br^1)	» 43
<i>Detriti di falda e conoidi cementate</i> (dt)	» 44
<i>Alluvioni antiche terrazzate</i> (f)	» 44
<i>Alluvioni antiche</i> (f^1)	» 44
<i>Argille rosse e brecce cementate</i> (br^2)	» 45
<i>Terre rosse eoliche</i> (e)	» 45
<i>Puddinghe</i> (QT)	» 45
<i>Alluvioni</i> (f^2); <i>travertini</i> (tr)	» 46
<i>Detriti di falda</i> (dt^1), (dt^2)	» 46
Olocene:	» 47
<i>Terre rosse</i> (qr)	» 47
<i>Alluvioni recenti e attuali</i> (a), <i>di colmata degli alvei abbandonati</i> (a^1) e <i>di golena</i> (a^2); <i>terreni di bonifica e di colmata</i> (ap)	» 47
<i>Spiagge e dune mobili</i> (s); <i>sabbie e dune</i> (e^1); <i>depositi d'interduna</i> (ae)	» 48
<i>Discariche ed escavati</i> (dc)	» 48
V — VULCANICO	» 49
APPARATO VULCANICO DEL ROCCAMONFINA	» 49
— INTRODUZIONE	» 49
— CENNI STORICI	» 50
— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	» 52
— EVOLUZIONE MAGMATICA	» 53
— MORFOLOGIA	» 55
— ETÀ RELATIVA ED ASSOLUTA	» 56

— STRATIGRAFIA	Pag. 57
Lave della I fase:	» 58
<i>Tefrite leucitica</i> (βt), ($\beta t c$)	» 58
<i>Fonolite leucitica</i> (τ)	» 60
<i>Basanite leucitica</i> (βl^1), (βl^2)	» 63
<i>Tefrite leucitica a biotite</i> ($\beta t b^1$), ($\beta t b^2$)	» 64
<i>Leucitite</i> ($\beta l e$)	» 65
<i>Leucitite olivinica</i> ($\beta l o$)	» 66
Piroclastiti della I fase:	» 66
<i>Tufiti basali</i> (lt)	» 66
Piroclastiti non attribuite ad una fase particolare:	» 67
<i>Scorie e lapilli</i> (c), (sc)	» 67
<i>Tufiti e paleosoliti</i> (t), (t^1)	» 69
<i>Colate piroclastiche</i> (p), (tt), (tt^1), (tt^2), (tt^3)	» 71
<i>Cineriti avana</i> (cp)	» 74
Lave della II fase:	» 75
<i>Latite</i> (v)	» 75
<i>Trachibasalto e basalto olivinico</i> (β)	» 77
Piroclastiti della II fase:	» 79
<i>Cineriti e sabbie</i> (lac)	» 79
<i>Tufiti e cineriti</i> (tf)	» 79
Ignimbrite trachifonolitica (i)	» 81
ISOLE DI VENTOTENE E S. STEFANO	» 84
<i>Basalto</i> (β^1)	» 84
<i>Tufi sabbiosi</i> (ts); <i>lapilli</i> (lp)	» 85
<i>Tufo lapideo</i> (tl)	» 85
VI — SCHEMA STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA	» 87
— SCHEMA STRUTTURALE	» 87

	— EVOLUZIONE TETTONICA	Pag. 93
VII --	GEOLOGIA APPLICATA	» 101
	— MATERIALI DA COSTRUZIONE	» 101
	Formazioni carbonatiche	» 101
	<i>Marmi</i>	» 101
	<i>Massi per scogliera</i>	» 104
	<i>Pietrisco stradale e pezzame per muratura</i>	» 104
	<i>Inerti per calcestruzzo</i>	» 104
	<i>Calcare per calce</i>	» 104
	Gesso	» 105
	Argille	» 105
	<i>Argille per laterizi</i>	» 105
	<i>Argille figuline</i>	» 105
	Formazioni vulcaniche	» 106
	<i>Lave</i>	» 106
	<i>Tufo giallo</i>	» 107
	<i>Tufo grigio o ignimbrite</i>	» 108
	<i>Pozzolane</i>	» 109
	<i>Lapilli, scorie e pomici</i>	» 110
	— RISORSE MINERARIE	» 111
	<i>Idrocarburi</i>	» 111
	<i>Asfalto</i>	» 111
	<i>Leucite</i>	» 111
	<i>Sabbie ferrifere</i>	» 112
	— IDROGEOLOGIA	» 113
	Formazioni carbonatiche dei M.ti Aurunci e del M. Massico	» 113
	Formazioni vulcaniche del Roccamonfina	» 117

	Pianura costiera del Garigliano	Pag. 119
	Sorgenti minerali e termominerali; emanazioni gassose	» 121
VIII --	BIBLIOGRAFIA	» 126
	Geologia generale e formazioni sedimentarie	» 126
	Formazioni vulcaniche:	» 131
	<i>Roccamonfina</i>	» 131
	<i>Isole di Ventotene e S. Stefano</i>	» 135
	Geologia applicata	» 136

I — INTRODUZIONE

Il nuovo rilevamento del foglio 171 Gaeta della Carta geologica d'Italia è stato eseguito nel periodo 1964-1966 da C. BERGOMI, V. CATENACCI, G. CESTARI, V. MANGANELLI, A. G. SEGRE.

CATENACCI e CESTARI si sono interessati delle formazioni mesozoiche e terziarie e di parte di quelle quaternarie, BERGOMI e MANGANELLI hanno studiato il vulcanico di Roccamonfina, gli adiacenti depositi quaternari e le isole di Ventotene e S. Stefano, SEGRE ha rilevato il Quaternario delle zone circostanti le foci del Garigliano e del Volturno.

Lo studio micropaleontologico è stato effettuato da M. CHIOCCHINI, V. MOLINARI, S. ZANFRÀ. In particolare, CHIOCCHINI ha definito la biostratigrafia del Mesozoico, MOLINARI quella del Neogene e ZANFRÀ ha analizzato campioni mesozoici e neogenici provenienti dai M.ti di Suio e dal M. Massico. La revisione generale è stata effettuata da CHIOCCHINI e MOLINARI.

Le analisi petrografiche delle rocce vulcaniche sono state eseguite da G. NAPPI che ha in parte collaborato anche alla stesura del capitolo relativo alle formazioni vulcaniche.

M. MANFREDINI ha diretto il rilevamento geologico seguendo quasi esclusivamente la parte riguardante il Mesozoico ed il Terziario.

Le note illustrative sono frutto della collaborazione di tutti i rilevatori, ognuno per la parte di propria competenza. In particolare CATENACCI ha esposto la stratigrafia del Mesozoico e del Terziario; CESTARI, oltre ad illustrare la zona dei M.ti di Suio e parte dei M.ti d'Itri e del M. Massico, si è interessato dei paragrafi sulle notizie storiche e sulla geologia applicata delle formazioni sedimentarie; BERGOMI e MANGANELLI hanno elaborato la descrizione dell'apparato vulcanico del Roccamonfina, compresa la parte applicativa e le notizie relative ai depositi quaternari continentali; MANFREDINI ha

eseguito il coordinamento generale, adattando ed integrando i contributi parziali ed ha inoltre compilato la parte introduttiva e i paragrafi sulle caratteristiche morfologiche e geologiche generali e sull'evoluzione tettonica e, in collaborazione con CESTARI, quelli riguardanti l'idrogeologia e lo schema strutturale.

Nelle note illustrative si è ritenuto opportuno inserire la descrizione completa dell'apparato vulcanico del Roccamonfina, comprese le zone che rientrano nei finitimi fogli 160 Cassino, 161 Isernia e 172 Caserta; inoltre si è aggiunto qualche cenno sulla stratigrafia dell'estremità nord-orientale del gruppo del M. Massico, che si prolunga per circa un chilometro nel foglio Caserta.

Il foglio Gaeta è parzialmente occupato dal mare; la zona emersa, ad eccezione del promontorio di Gaeta, si trova ad oriente della diagonale NW-SE; nel foglio è stato inserito il rilevamento delle isole di Ventotene e di S. Stefano, che in realtà sono molto al di fuori dei suoi limiti, ad una cinquantina di chilometri a S di Gaeta.

II — CARATTERISTICHE MORFOLOGICHE E GEOLOGICHE GENERALI

Nel foglio Gaeta si possono distinguere quattro unità geomorfologiche principali: i M.ti Aurunci, il M. Massico, il gruppo del Roccamonfina, la piana costiera del Garigliano.

Il bordo settentrionale del foglio è quasi totalmente occupato dalla estremità sud-orientale della catena degli Aurunci, interessata, nella sua parte orientale, dalla depressione della valle dell'Ausente.

La parte dei M.ti Aurunci, compresa fra la valle del Rio d'Itri ad W e la valle dell'Ausente ad E, raggiunge le quote più elevate di tutto il foglio: M. Ruazzo (q. 1314), M. Altino (q. 1367), M. S. Angelo (q. 1404), M. Petrella (q. 1533). Questo gruppo montuoso, per l'elevata altitudine e per l'immediata vicinanza del mare, presenta un aspetto particolarmente imponente.

La zona collinare, posta ad W della valle del Rio d'Itri, che si prolunga in mare con il promontorio di Gaeta, ha un aspetto morfologicamente più dolce, con quote modeste, generalmente inferiori ai 500 metri.

Anche i Monti di Suio, estremo orientale dei M.ti Aurunci, al di là della depressione della valle dell'Ausente, presentano una morfologia relativamente dolce con versanti a pendenza uniforme ed altitudini che, nei limiti del foglio, restano sempre al di sotto di q. 700.

Il M. Massico, orientato in direzione NE, taglia in diagonale il bordo orientale del foglio; esso, data la posizione isolata tra le due piane costiere, del Garigliano ad W e del Volturno ad E, ed i suoi versanti relativamente ripidi, ha un notevole spicco morfologico nel paesaggio della regione, malgrado la sua quota relativamente modesta.

L'apparato vulcanico del Roccamonfina, inserito fra l'estremità orientale dei M.ti Aurunci e quella settentrionale del M. Massico, s'innalza nel-

l'angolo nord orientale del foglio. Esso, benché si elevi fino a quota 1006 metri in corrispondenza di M. S. Croce, per la gradualità con cui viene raggiunta questa altitudine e per la dolcezza dei suoi versanti, si inserisce nel paesaggio morfologico in maniera meno appariscente delle adiacenti montagne carbonatiche.

Fra queste tre unità montuose, M.ti Aurunci, M. Massico e Roccamonfina, si estende la pianura costiera del Garigliano che degrada dolcemente in direzione SW, da quota 200 circa presso Suio fino al livello del mare.

La pianura è planimetricamente simile ad un triangolo isoscele con i lati della lunghezza di una quindicina di chilometri ed i vertici in corrispondenza dei paesi di Mondragone a SE, di Scauri a NW e di Suio a NE. Il lato Mondragone-Scauri coincide con la linea di costa; il lato Scauri-Suio termina bruscamente con la sovrapposizione dei depositi quaternari della pianura sulla base dei versanti dei modesti rilievi della valle dell'Ausente e delle colline di Suio; il lato Suio-Mondragone invece si raccorda gradualmente con le pendici occidentali dell'apparato vulcanico del Roccamonfina che risalgono dolcemente in direzione NE.

Al di là del M. Massico, sul bordo orientale del foglio, inizia la pianura costiera del Volturno, che si estende ampiamente nell'adiacente foglio 172 Caserta.

Il foglio Gaeta, pur nella limitatezza della sua area, presenta notevoli elementi di interesse geologico generale.

In questo foglio, posto in corrispondenza della fascia costiera tirrenica, affiora la zona interna ²⁾ della facies carbonatica dell'Appennino centro-meridionale, caratterizzata da una successione litocronostratigrafica continua dal Trias superiore al Paleocene, dalla presenza del livello aptiano delle marne ad Orbitolina e dalla assenza di orizzonti bauxitici. Solo all'estremità orientale dei M.ti Aurunci e nel M. Massico si possono forse osservare i primi cenni del passaggio alla zona esterna (lacuna altocretacica, presenza di orizzonti bauxitici, assenza del «livello ad *Orbitolina*», affiorante più ad E nell'adiacente foglio Caserta.

²⁾ Si indica come zona interna la parte della «Dorsale abruzzese» posta verso la cugeosinclinale e come zona esterna quella posta verso la mioegeosinclinale.

Il M. Massico, con la sua direzione antiappenninica ed una successione stratigrafica in facies carbonatica neritica, forse leggermente diversa da quella tipica, iniziante da un probabile Norico, rappresenta un'unità strutturale isolata di notevole importanza nel quadro della geologia regionale.

Inoltre, i rari ed esigui lembi di flysch a tetto della serie carbonatica dei M. ti Aurunci e delle argille del Messiniano in destra Ausente, la presenza di elementi derivanti da un flysch cretatico-eocenico (palombini, pietra paesina, ecc.) nelle brecciole e nei conglomerati intercalati nelle argille del Miocene medio-superiore e nei conglomerati del Pliocene, la riduzione di spessore delle formazioni carbonatiche in direzione W verso la zona costiera sono indizi probabili di un diverso bacino di sedimentazione (eugeosinclinale), posto ad occidente della «Dorsale abruzzese» in corrispondenza di un'area attualmente occupata dal mar Tirreno.

Nel foglio 171 rientra infine una cospicua parte dell'apparato vulcanico del Roccamonfina, estremo sud-orientale dell'allineamento vulcanico tirrenico plio-pleistocenico di direzione NW, che comincia ad oltre 250 chilometri di distanza in corrispondenza del M. Amiata.

Le isole di Ventotene e S. Stefano invece sembrano costituire l'estremità occidentale di un allineamento di direzione WNW, comprendente l'Arcipelago Pontino, l'isola d'Ischia e forse il Vulture.

III — IDROGRAFIA

Il F. Garigliano è praticamente l'unico corso d'acqua importante che attraversa il foglio Gaeta; nell'angolo sud orientale si trova la foce del F. Volturno, il cui corso però è completamente al di fuori della zona in esame.

Tutti gli altri corsi d'acqua hanno carattere torrentizio.

Il F. Garigliano deriva dalla confluenza del F. Sacco e del F. Liri; il suo bacino ha una estensione di quasi 5.000 chilometri quadrati; in esso confluiscono numerose sorgenti di notevole portata, fra le quali particolarmente cospicue quelle della piana di Cassino con una portata complessiva di circa 20 metri cubi al secondo.

Il F. Garigliano penetra nel foglio Gaeta attraverso una stretta valle compresa fra il versante occidentale dei Monti di Suio ad W e le pendici occidentali dell'apparato vulcanico del Roccamonfina ad E; all'uscita della valle il fiume raggiunge l'ampia pianura costiera, che attraversa con numerosi e ripetuti meandri; a fianco dell'alveo attuale sono ancora riconoscibili meandri abbandonati.

Nella seguente tabella, dedotta dalla Pubblicazione n. 17 « *Dati caratteristici dei corsi d'acqua italiani* », edita nel 1953 dal MINISTERO LL. PP. CONSIGLIO SUPERIORE, SERVIZIO IDROGRAFICO, sono indicati i valori di alcuni elementi caratteristici relativi al bacino del F. Garigliano per il decennio 1933-1942, determinati in corrispondenza della stazione di misura sul F. Garigliano a Scafa di S. Caterina (Suio).

VALORI RIASSUNTIVI PER IL PERIODO 1933 - 1942

	Q max. (mc/sec)	Q med. (mc/sec)	Q min. (mc/sec)	q (l/sec kmq)	Deflusso (mm)	Aff. met. (mm)	Perd. app. (mm)
Gennaio	905,00	141,00	48,00	29,60	79	131	52
Febbraio	840,00	166,00	63,00	34,90	85	155	70
Marzo	1020,00	159,00	66,00	33,40	90	107	17
Aprile	298,00	120,00	61,20	25,20	65	94	29
Maggio	912,00	119,00	54,00	25,00	67	125	58
Giugno	343,00	100,00	54,00	21,00	55	68	13
Luglio	132,00	81,20	51,60	17,00	45	27	18
Agosto	108,00	73,20	52,60	15,40	41	44	3
Settem.	261,00	73,60	47,60	15,50	40	102	62
Ottobre	854,00	97,00	43,20	20,40	55	177	122
Novem.	1220,00	155,00	49,40	32,50	84	182	98
Dicem.	1180,00	184,00	64,50	38,60	104	183	79
ANNO	1220,00	122,00	43,20	25,60	810	1395	585

IV — SEDIMENTARIO

CENNO STORICO

Le prime osservazioni sulla geologia dell'area del foglio Gaeta si trovano nelle pubblicazioni di BREISLAK (1798, 1801). L'autore accenna brevemente alla struttura del Monte di Gaeta, illustrando alcuni fenomeni fessurativi nei calcari mesozoici, ed attribuisce i prodotti vulcanici circostanti il M. Massico ad antiche eruzioni sottomarine.

Alcune notizie sulla costituzione geologica della regione, che aggiungono ben poco alle osservazioni di BREISLAK, si trovano nei lavori di PINI (1823) e DE TCHIHATCOFF (1842).

Nel 1856 e nel 1859 sono pubblicate da parte di MONTANI le prime due carte geologiche della regione.

La carta del 1856, in scala 1:165.000 circa, interessante le zone circostanti Gaeta, indica tre sole formazioni geologiche: « giurassico », « pliocenico », « sabbie mobili ed alluvioni recenti ». Di un certo interesse la segnalazione di un « traforo con trivella », profondo circa 275 metri, eseguito presso Maranola, nelle formazioni del Miocene superiore, per il quale viene indicato il seguente profilo litostratigrafico: « deposito di trasporto »: 5 palmi; « argilla bigia plastica con lignite accidentale e scisti argillosi con mica »: 133 1/2 palmi; « gesso fibroso »: 10 palmi.

La carta del 1859, anche essa in scala 1:165.000 circa, comprende gran parte della Campania settentrionale; nell'area corrispondente al foglio 171 sono indicate tre formazioni vulcaniche (conglomerato vulcanico e lave, porfido trachitico, leucitofiro) e 4 sedimentarie (terreni recenti, terreni pliocenici, terreni cretacei, terreni giuresi).

TENORE nel 1872 pubblica un « Saggio sull'industria mineraria e sulla costituzione geologica della Terra di Lavoro » con allegata una carta geologica in

scala 1:280.000 nella quale, per l'area del foglio Gaeta, sono distinte quattro formazioni sedimentarie (calcari del Cretacico, argille e marne del Miocene e Pliocene, travertini attuali, alluvioni recenti) e due vulcaniche (tufi ed altri aggregati vulcanici stratificati del Pliocene, lave basaltiche e trachitiche di Roccamonfina).¹⁾

I primi sostanziali contributi alla conoscenza della geologia della regione sono opera di CASSETTI che, fra il 1893 ed il 1900, eseguì per conto del R. Ufficio Geologico il rilevamento del foglio Gaeta, pubblicato nel 1912.

CASSETTI (1894 a, 1894 b, 1895, 1900) ammette la presenza del Trias, ricoperto, con lieve discordanza angolare, dal Lias medio, seguito dal Cretacico inferiore, medio (limitatamente ad alcune aree) e superiore. Naturalmente le suddivisioni indicate da CASSETTI per la serie carbonatica hanno ormai un valore esclusivamente storico.

Gli « scisti argillosi ed arenacei » e i « depositi di puddinga fortemente cementata » attribuiti attualmente gli uni al Miocene medio-superiore, gli altri al Pliocene, sono considerati eocenici, mentre gli affioramenti di « argilla azzurra con intercalazioni di lenti di gesso cristallino », esistenti fra Formia e Castellonorato, sono giustamente definiti miocenici.

Per quanto riguarda la tettonica, CASSETTI ammette uno stile plicativo, associato a faglie dirette.

MODERNI (1914) accenna alla possibilità che le dolomie affioranti fra Fondi ed Itri possano essere del Cretacico medio.

Per alcuni decenni dopo la pubblicazione della carta geologica non si hanno lavori riguardanti direttamente l'area del foglio 171; la geologia del foglio Gaeta viene presa in esame indirettamente nel quadro della polemica fra l'interpretazione autoctonista della catena Lepini-Aurunci [CASSETTI (1895-1900), DE STEFANI (1923), PRINCIPI (1938), BENEÒ (1939, 1945, 1950 a)] e quella alloctonista [GRZYBOWSKY (1921), FRANCHI (1922-1926), GIGNOUX (1927), ROVERETO (1916, 1927), NOVARESE (1943)], ripresa recentemente da ACCORDI (1966).

¹⁾ Presso la biblioteca del Servizio Geologico d'Italia è conservato l'originale di questa carta, colorato a tempera, con la leggenda scritta a penna, firmata da TENORE e datato Caserta marzo 1867. Come base topografica è stata utilizzata la carta della « Provincia Terra di Lavoro », compilata nel 1850 da B. MARZOLLA.

La posizione cronostratigrafica dei conglomerati pliocenici affioranti fra Formia, Minturno, Scauri, Castellonorato è stata in tempi relativamente recenti variamente interpretata: Miocene secondo BEHRMANN (1936), Miocene probabilmente superiore secondo PETROCCHI (1952), Cretacico superiore-Paleogene secondo SEGRE (1956).

In questi ultimi anni sono stati pubblicati diversi studi geologici modernamente impostati che hanno portato importanti contributi alle conoscenze geologiche della regione.

Nel 1962 DE CASTRO, in uno dei primi lavori sulla stratigrafia della facies carbonatica dell'Appennino centro-meridionale, descrive la successione del M. Sorgenza, compresa fra la subzona ad *Orbitopsella praecursor* (Lias medio) e la zona a *Cladocoropsis mirabilis* (Calloviano-Kimmeridgiano).

D'ARGENIO (1963 a), in uno studio generale sul Mesozoico dell'Appennino Campano, considera il Cretacico dei Monti Aurunci, di Gaeta e del M. Massico come « area esterna » con sedimentazione continua, mentre i Monti di Suio sono riferiti all'« area interna », caratterizzata dalla trasgressione sopracretacica e dalla lacuna stratigrafica indicata dalla presenza della bauxite.

ZALAFFI (1963 b) segnala un livello a coproliti a M. Porchio ed a M. Trocchio, immediatamente a N nel F. 171, nella fascia miocenica che si estende fra la valle del F. Ausente e la piana di Cassino.

Nel 1964, FARINACCI & RADOICIC, in una pubblicazione sulla correlazione fra il Mesozoico carbonatico dell'Appennino centro-meridionale e quello delle Dinaridi esterne, illustrano alcune serie stratigrafiche campionate nei Monti di Itri.

DE RISO (1963-64) pubblica uno studio geologico sui Monti di Itri, con una carta geologica schematica in scala 1:50.000.

Nello stesso anno esce una nota preliminare di VALLARIO (1963) sulla geologia del M. Massico, alla quale fa seguito (VALLARIO 1966) una pubblicazione corredata da carta e sezioni geologiche schematiche a scala 1:50.000.

Nel corso del rilevamento della seconda edizione del foglio Gaeta a cura dei rilevatori e degli analisti sono state pubblicate alcune note che hanno anticipato i risultati di qualche ricerca particolare.

CATENACCI (1964) segnala la presenza di masse calcaree mesozoiche inglobate nei sedimenti terrigeni miocenici della valle dell'Ausente.

CATENACCI & MOLINARI (1966) determinano l'età pliocenica dei conglomerati di Formia, Minturno, Scauri e Castellonorato.

ZANFRÀ (1965) segnala un livello ad ostracodi nel Giurassico del M. Massico.

CESTARI (1964, 1965) descrive la stratigrafia e la tettonica del M. Massico; questi lavori sono integrati da una nota di SALVATI (1966) sulla calimetria di una successione litostratigrafica del M. Massico, dal Triassico al Cretacico superiore.

CHIOCCHINI & DI NAPOLI (1966) segnalano la presenza di due specie di *Textulariella*, ritrovate sul Cretacico inferiore dei M. ti Aurunci orientali.

STRATIGRAFIA ³⁾

Trias superiore p. p. (T⁵).

Gli orizzonti più antichi della serie carbonatica affiorano in corrispondenza dell'estremità nord orientale del gruppo del M. Massico, nel Foglio Caserta, a poche centinaia di metri dal limite orientale del foglio Gaeta. Essi sono costituiti da dolomie lastriformi nerastre, dure e scheggieose, spesso fetide alla percussione, con veli argillosi bituminosi e con probabili residui carboniosi; le dolomie passano superiormente a calcari dolomitici grigiastri, con listerelle e noduli di selce grigia.

In questa formazione non sono stati rinvenuti macrofossili e la microfauna è assente o indeterminabile. Pertanto l'attribuzione al Trias superiore, dubitativamente al Norico, è fatta in base alla sua posizione stratigrafica rispetto alle sovrastanti dolomie del (G¹-T⁶) e per similitudine con analoghe formazioni triassiche dell'Appennino carbonatico meridionale

Lo spessore affiorante delle dolomie e dei calcari dolomitici norici è di 250 m circa.

³⁾ Nella legenda dei fogli geologici le sigle ed i relativi indici sono ordinati dalle formazioni più recenti alle più antiche, mentre nelle note illustrative la descrizione della stratigrafia procede dalle formazioni più antiche alle più recenti.

Nel foglio 171 Gaeta questa formazione, affiorante nel foglio Caserta, è indicata in corrispondenza della estremità settentrionale della sezione del M. Massico e nello schema dei rapporti stratigrafici.

Trias superiore p. p. — Lias inferiore p. p. (G¹-T⁶).

Nella zona di M. Lauro e M. Carbonaro a NW di Gaeta ed in quella di M. Pecoraro nel gruppo del M. Massico affiorano dolomie cristalline grigie e biancastre, talora laminate, spesso stromatolitiche, in strati o grosse bancate, con prevalenza di litofacies più calcaree, ben stratificate verso l'alto. Questa formazione in tutto l'Appennino laziale-abruzzese-campano è generalmente riferita all'Infralias; ossia alla successione prevalentemente dolomitica compresa fra il più alto Trias datato con macrofossili e il più basso Lias caratterizzato dalla comparsa di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA).

Ad eccezione delle lamine algali, ben riconoscibili sul terreno, i fossili sono rari e spesso di scarso valore stratigrafico; la ricristallizzazione rende inoltre problematica la loro identificazione. Fra i macrofossili sono stati rinvenuti gasteropodi (Megalodontidae) e lamellibranchi. I microfossili sono rappresentati da scarsi foraminiferi (Lagenidae, Valvulinidae, Textulariidae), *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), ostracodi.

Al M. Mauro e M. Carbonaro, queste dolomie affiorano parzialmente per 250-300 m; al M. Pecoraro (M. Massico), dove affiora la base, la potenza dell'Infralias è di 350-400 m. In altre zone dell'Appennino carbonatico l'Infralias raggiunge i 700-750 m (M. Piacentini, M. Simbruini).

Lias inferiore p. p. — superiore p. p. (G⁵-1).

Le dolomie dell'Infralias passano gradualmente per alternanze a calcari più o meno detritici, ben stratificati, di colore prevalentemente grigio, molto ricchi di *Palaeodasycladus*, quasi sempre distinguibile ad occhio nudo. Alternanze dolomitiche sono frequenti soprattutto nella parte inferiore; in quella medio-superiore si rinvengono intercalazioni di sottili livelli conglomeratici con matrice marnoso-argillosa rossastra o verdognola. Ai calcari a *Palaeodasycladus* segue un orizzonte abbastanza continuo di calcari oolitici, di colore bianco rosato, generalmente in grossi strati.

Alla base della formazione, nella zona di passaggio alle dolomie sottostanti, oltre a facies stromatolitiche, si rinvencono lamellibranchi e brachiopodi spatizzati. Nei calcari grigi è costante la presenza di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), che dà il nome alla zona riferibile al Lias; nella parte mediana si rinviene la sottozona ad *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL), indicativa del Lias medio. Negli ultimi strati ad *Orbitopsella*, fino alla base dei calcari oolitici, compaiono quei caratteristici e controversi fossili che formano la così detta « facies a *Lithotis* », tipica del Lias medio e superiore delle Alpi venete e dell'Appennino carbonatico centro-meridionale, rappresentata da numerosissimi lamellibranchi spatizzati (ostreidi? pernici?), gasteropodi e bivalvi in genere.

Tra i microfossili della zona a *Palaeodasycladus* sono da citare *Labyrinthina* (= *Lituoseptia*) *recoarensis* CATI, *Haurania deserta* HENSON, *H. amiji* HENSON, *Cayeuxia piae* FROLLO, *Thaumetoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Avolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, « *Glomospira* » sp.

I calcari oolitici, in contrapposizione con la grande varietà ed abbondanza faunistica e floristica dei calcari a *Palaeodasycladus*, sono caratterizzati da un improvviso impoverimento di organismi, rappresentati da lituolidi, textularidi, valvulinidi ed altri microfossili per ora poco significativi.

Lo spessore dell'intervallo corrispondente al passaggio fra dolomie e calcari a *Palaeodasycladus* è di circa 30 m; la potenza dei calcari a *Palaeodasycladus* e dei calcari oolitici è rispettivamente di 300 e di 30-40 m circa. La potenza totale dei sedimenti contraddistinti con la sigla (G⁵⁻¹) è quindi dell'ordine dei 350 metri.

Il passaggio alle dolomie infraliassiche (G¹-T⁶) è visibile al M. Cefalo e nella zona di M. Pecoraro; i rapporti con i sedimenti sovrastanti (C¹-G⁵) sono invece osservabili lungo le pendici sud-orientali di M. Moneta, a N di Monte Lisandro, lungo le pendici meridionali di M. Sorgenza, al M. Pecoraro e lungo le pendici orientali di M. S. Martino e M. Mastro Giacomo.

Lias superiore p. p. — Neocomiano p. p. (C¹-G⁵).

Il termine seguente è rappresentato da una successione calcareo-dolomitica litologicamente piuttosto omogenea, costituita da alternanze ben stratificate di calcari micritici, calcari più o meno detritici (da calciruditi a

calcareni talora oolitiche) e dolomie prevalentemente a grana saccaroide. I termini calcarei sono generalmente avana chiaro o nocciola; le dolomie biancastre o grigie, talvolta giallastre in superficie. In base ai rapporti stratigrafici ed ai dati macropaleontologici, è talora possibile suddividere questa successione in tre complessi.

Complesso inferiore: alternanze di calcari (micritici, detritici e oolitici) e dolomie, talora con impregnazioni bituminose; in alcuni casi le dolomie prevalgono sui termini calcarei. Non sono presenti caratteri macropaleontologici sufficienti per la individuazione sul terreno; l'analisi microscopica mostra la presenza di *Nautilocutina* cf. *oolithica* MOHLER, *Selliporella donzellii* SART. & CRESC., *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, *Pfenderina salernitana* SART. & CRESC., *P. trochoidea* SMOUT & SUDGEN, accompagnati da numerosi microfossili piuttosto banali abbondanti nella parte alta del complesso. Caratteristica la costante presenza, nella parte inferiore-media, di « Endothyridae », Valvulinidae, *Ammobaculites* sp. e, al M. Massico, di livelli a *Protopenneroplis striata* WEYNSC.

Nei M.ti Aurunci lo spessore del complesso inferiore, riferibile al Dogger, è di circa 850 m; ottime esposizioni si trovano lungo i versanti meridionali di M. Moneta (NW di Gaeta) e di M. Sorgenza (N di Castellonorato), dove è possibile osservare i passaggi con il sottostante G⁵⁻¹ e con il sovrastante complesso intermedio; nel gruppo di M. Massico gli spessori sono dell'ordine di 400 metri.

Complesso intermedio: è rappresentato dai calcari a *Cladocoropsis*, facilmente riconoscibili per l'abbondanza di questi fossili, talora presenti sotto forma di accumuli biostromali. Nei M.ti Aurunci, alla base del complesso, prima dell'esplosione di *Cladocoropsis*, si notano fossili problematici, generalmente attribuiti a spongiomorfi, simili a *Cladocoropsis* come struttura, ma di forma irregolare e con dimensioni alquanto maggiori.

Le associazioni microfossilifere sono abbastanza tipiche, con *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *K. wellingsi* (HENSON), *Pianella sellii* (CRESC.), *Cylindroporella* sp.

Nei M.ti Aurunci, serie integre con i passaggi ai complessi sottostante

e sovrastante sono esposte tra M. Sorgenza e M. Vomero (N di Castellonorato), lungo la dorsale di M. Rotunno (W di Spigno Saturnia Vecchio), nei M.ti di Suio. Affioramenti parziali sono abbastanza diffusi nella zona a NW di Gaeta; strati gremiti di *Cladocoropsis* sono osservabili presso le masserie Camporesso, S. Lorenzo e Puntone Pozzillo, sulla cima di M. Vannelmare ed in corrispondenza delle falesie che bordano la spiaggia Arenauta (da M. a Mare a M. Scissura). Strati a *Cladocoropsis* affiorano anche lungo tutto il versante occidentale di Costa Revole (N di Maranola, fra Forc. la Campello e For. la di Fraile). Nel gruppo del M. Massico buone esposizioni si hanno nelle zone di M. S. Martino-M. Mastro Giacomo.

Gli spessori del complesso intermedio, databile Dogger superiore (Calloviano)-Malm inferiore, sono di 270-300 m nel gruppo dei M.ti Aurunci e di 200 m in quello del M. Massico.

Complesso superiore: alternanze di livelli dolomitici (prevalenti) e di livelli calcarei di tipo eminentemente micritico, comprese fra gli ultimi strati a *Cladocoropsis* ed i primi a diceratidi. È suddivisibile in due parti: in quella inferiore è presente *Clypeina jurassica* FAVRE, alla quale si associano, salendo nella serie, rarissimi resti di « *Organismo C* » FAVRE, *Pianella annulata* (CAROZZI), frequenti carofite e ostracodi. Nella parte superiore, dove compaiono resti di lamellibranchi e gasteropodi (nerineidi), persiste *P. annulata* ed altre alghe, fra le quali *Actinoporella podolica* (ALTH), *Acroporella radoicici* PRAT., *Acicularia* sp., *Munieria baconica* DEECKE, *Cayeuxia piaae* FROLLO. Sempre frequenti le microfacies ad ostracodi, carofite, nonché a coproliti e a foraminiferi (Textulariidae, piccole Miliolidae).

L'intervallo inferiore, databile Malm superiore, nei M.ti Aurunci, fra M. Vomero e M. S. Angelo, e nel M. Massico ha uno spessore di circa 80 metri.

L'intervallo superiore corrisponde in parte al passaggio Titonico-Neocomiano ed in parte al Neocomiano; ha uno spessore variabile da 150 a 200 m nei M.ti Aurunci e di circa 70 m al M. Massico.

La formazione (C¹-G⁵) è largamente rappresentata nell'area del foglio; la migliore esposizione è osservabile lungo il versante meridionale di M. S. Angelo-M. Vomero, dove è possibile cogliere il passaggio al sottostante (G⁵⁻¹) ed al sovrastante (C⁴⁻¹).

La potenza complessiva di questa formazione è di circa 1450 m nei M.ti Aurunci e di circa 700 m nel M. Massico.

Neocomiano p. p. — Aptiano p. p. (C⁴⁻¹).

Questa formazione, compresa fra i primi livelli a diceratidi a letto ed il « livello ad *Orbitolina* » a tetto, è costituita da calcari micritici, calcareniti e calciruditi biancastri ed avana, alternati a calcari dolomitici e dolomie, talora predominanti. Nella parte alta sono presenti intercalazioni di livelletti conglomeratici con matrice argillosa rossastra e verdastra.

I macrofossili sono rappresentati da diceratidi (*Requienia* sp., *Toucasia* sp.), spesso concentrati in livelli a lumachelle, gasteropodi (nerineidi) ed altri molluschi spatizzati. Fra i microfossili sono presenti: « cuneoline primitive » (*C. scarsellai* DE CASTRO, *C. laurentii* SART. & CRESC.), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Pianella dinarica* (RAD.), *P. mühlbergii* (LORENZ), *Bacinella irregularis* RAD., *Orbitolina* spp., Miliolidae.

Questa formazione, riferibile all'Aptiano p. p.-Neocomiano p. p. (Barremiano), affiora nei M.ti Aurunci, con una potenza di circa 350 m, e nel M. Massico, dove sembra raggiungere i 450-500 m di spessore. Serie integre, dove è possibile osservare i passaggi a (C¹-G⁵) ed a (C⁴), sono esposte nella zona di M. Rave Fosche e M. Orso (E di Itri), lungo i versanti meridionali ed orientali di M. S. Angelo-M. Petrella (N di Castellonorato) e nella zona dei M.ti di Suio.

Aptiano p. p. (C⁴).

Con la sigla (C⁴) è stato cartografato un livello lentiforme argilloso marnoso, dello spessore inferiore ad un metro, di colore verdastrò, ricco di orbitoline (« livello ad *Orbitolina* » degli AA.), talora associato o sostituito da un orizzonte calcareo-detritico in matrice marnosa, sempre gremito di orbitoline. I termini argillosi, oltre ad *Orbitolina* spp., contengono numerosi altri foraminiferi, fra i quali *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Sabaudia minuta* (HOFKER), alghe (*Pianella dinarica* (RAD.), *Boueina hochstetteri moncharmontii* (DE CASTRO), caracee (*Atopochara trivolvii* PECK).

Questo livello è abbastanza diffuso nei monti di Gaeta, Itri e Formia;

nei Monti di Suio è presente nella zona meridionale; non è stato rinvenuto nel M. Massico.

Aptiano p. p. — Cenomaniano (C⁶⁻⁴).

L'intervallo stratigrafico compreso fra il « livello ad *Orbitolina* » (C⁴) ed i primi strati a rudiste s. str. (C¹⁰⁻⁷) è costituito da calcari avana micritici e detritici, ben stratificati, alternati a livelli di dolomie stromatolitiche o saccaroidi con localmente amoni di selce biancastra (M. di Mola presso Formia). Talvolta sono presenti sottili interstrati lenticolari di argille siltose verdastre. Al M. la Civita, presso Spigno Saturnia Vecchio, un centinaio di metri sopra il « livello ad *Orbitolina* », è presente una intercalazione lenticolare dello spessore massimo di una quindicina di metri, costituita da breccie calcaree arrossate (C⁶⁻⁴) con elementi penecontemporanei calcareo-micritici, calcareo-dolomitici e dolomitici.

Più ad oriente, nei rilievi a N di Suio, si osservano conglomerati a cemento verde o rossastro, accompagnati da sottili intercalazioni lentiformi di materiale argilloso ocraceo e di argille bauxitiche, probabile accenno della lacuna stratigrafica, caratteristica del bordo esterno della Dorsale carbonatica, chiaramente evidente verso Est nell'adiacente foglio Caserta.

Nella parte inferiore della formazione, attribuibile all'Aptiano p. p.-Albiano, si rinvencono diceratidi e gasteropodi. Fra i microfossili persistono alcune « cuneoline primitive » alle quali si associa, in alto, *C. pavonia parva* HENSON; la restante microfauna è rappresentata da *Bacinella irregularis* RAD., *Spiroloculina* sp., *Textulariella auruncensis* CHIOCC. & DI NAP., *Ovalveolina reicheli* DE CASTRO, *Iraqia* sp., *Nezzazata* sp., *Nummoloculina heimi* BONET, Miliolidae, ostracodi. Caratteristica la presenza di *Coskinolina sunnilandensis* MOULLADE ed *Orbitolinopsis* spp.

L'episodio conglomeratico (C⁶⁻⁴) si può ritenere di età albiana.

Nella parte superiore, riferibile al Cenomaniano, la macrofauna è data da resti di Radiolitidae e gasteropodi. I microfossili sono rappresentati da *C. pavonia parva* HENSON, *Spiroloculina* sp., *Nummoloculina heimi* BONET, *Nezzazata simplex* OMARA, *Sellialveolina viallii* COLAL., *Cisalveolina lehneri* REICHEL, *Rhaphydionina dubia* DE CASTRO, *Cisalveolina fallax* REICHEL., *Pseudolituonella reicheli* MARIE.

Nell'area del foglio questa formazione affiora abbastanza diffusamente; i rapporti con (C⁴) e (C¹⁰⁻⁷) sono bene esposti al M. Tuonaco, M. Campone, M. Redentore, M. Altino; il suo spessore è di 350 m circa nella parte occidentale del foglio, mentre verso oriente (Suio) si riduce fino ad una cinquantina di metri.

Turoniano p. p. — Senoniano p. p. (C¹⁰⁻⁷).

Il Cretacico superiore è rappresentato da calcari detritici e micritici, biancastri ed avana, ben stratificati, talora con sottili interstrati di argille siltose verdastre e rossastre. Tra i microfossili sono presenti rudiste, talora molto abbondanti fino a costituire banchi biostromali, e numerosi gasteropodi; le rudiste sono in massima parte Hippuritidae e Radiolitidae.

La microfauna permette di distinguere due intervalli. L'intervallo inferiore, attribuibile al Turoniano, è caratterizzato dalla presenza di *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO e *C. pavonia parva* HENSON; accanto a questi foraminiferi si rinvencono *Nummoloculina heim* BONET, *Nezzazata simplex* OMARA, *Aeolisaccus notori* RAD., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) (a tallo sferoidale).

L'intervallo superiore, riferibile al Senoniano p. p., è caratterizzato da *Accordiella conica* FAR., *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Moncharmontia apenninica compressa* DE CASTRO, *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHALM.

Sono sporadicamente presenti *C. pavonia parva* (rare), *Nummoloculina* sp., *T. parvovesiculifera*, « rotaline » (abbondanti), caracee.

Nei monti di Gaeta, Itri e Formia, la formazione costituisce il tetto della serie carbonatica mesozoica; gli spessori, probabilmente parziali, si aggirano intorno ai 300 metri. Buone esposizioni si hanno a M. Larigno, M. Ruazzo, M. Campone e M. Altino. Nei M.ti di Suio la formazione è ricoperta, probabilmente con una lacuna stratigrafica, dai calcari micritici del Senoniano p. p.-Paleocene p. p. ed ha uno spessore di circa 350 metri. Al M. Massico la formazione è troncata dalla trasgressione subparallela del Miocene; lo spessore sembra raggiungere i 300 metri.

Senoniano p. p. — Paleocene p. p. (PC-C¹¹).

Nei M.ti di Suio, sopra a (C¹⁰⁻⁷), segue una formazione calcarea preva-

lentamente micritica, sempre ben stratificata, con intercalazioni di conglomerati e di argille verdastre, suddivisibile in due intervalli.

L'intervallo inferiore, dello spessore di circa 40 m, con calcari micritici avana, è caratterizzato dalla quasi totale scomparsa di rudiste e può essere attribuito al Senoniano alto (Maastrichtiano?), per la presenza di *Laffiteina marsicana* FAR; *Accordiella conica* FAR., *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHALM., *Murgella lata* LUP.-SINNI.

L'intervallo superiore, dello spessore di circa 30 m, con micriti e calcareniti avana, giallastre e tipicamente rosate, è caratterizzato dalla presenza di macrofossili (coralli, echinidi, gasteropodi, lamellibranchi) concentrati in più livelli successivi. I microfossili, fra i quali *Spirolina* spp., *Coskinolina liburnica* STACHE, *Alveolina* gr. *ellipsoidalis* SCHAW., dasycladaceae, indicano il Paleocene superiore.

Le strutture di disseccamento, esistenti alla base degli intervalli inferiore e superiore, inducono a ritenere probabile la presenza di brevi lacune stratigrafiche dipendenti da fasi di emersione.

I calcari del Senoniano-Paleocene sono interrotti a tetto dalla trasgressione subparallela del Miocene. Buone esposizioni si hanno al M. Ceschito ed al M. Cianelli.

Formazione di età incerta (*fl.*).

In alcune località lungo il bordo dei M.ti Aurunci, ad W dell'Ausente (Spigno Saturnia Vecchio, Maranola, S. Maria di Noce), al di sopra del Cretacico superiore (C¹⁰⁻⁷), si rinvencono alcune piccole placche, dello spessore massimo di una trentina di metri, di materiale costituito prevalentemente da argilla siltosa con livelli di marne ed arenarie, di solito estremamente caoticizzate, con pacchi smembrati di calcari micritici simili agli «alberesi» ed ai «palombini», di calcari micritici verdognoli e calcari tipo «scaglia» e di marne calcaree ed arenarie manganesifere. Nella matrice argillosa si rinvencono talvolta numerosi ciottoli di arenaria.

Le microfaune, generalmente scarse, sono rappresentate da foraminiferi prevalentemente planctonici, classati, di piccole dimensioni e spatizzati. Nei termini litoidi si possono riconoscere radiolari, Heterohelicidae, Globotruncanae, *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides* sp.; le argille siltose contengono

spicole di spugna, lagenidi globigerinidi spatizzati. I fossili rinvenuti hanno un'età compresa fra il Cretacico superiore ed il Paleocene inferiore; inoltre, in alcune micriti verdi, sono state riconosciute globorotalie riferibili al Paleogene. Le associazioni faunistiche non si presentano secondo una successione cronologica e non permettono di ricostruire una stratigrafia della formazione.

La formazione ricopre stretti ripiani o colma piccole vallecole dove i termini argillosi e litoidi sono sparsi in disordine nel terreno agrario. I bordi delle depressioni sono costituiti dalle testate degli strati cretatici (C¹⁰⁻⁷), quasi sempre interessati da liscioni striati, variamente orientati, spesso suborizzontali o con immersioni di pochi gradi, frequentemente ricoperti da patine limonitiche. Talvolta queste ultime assumono discreta consistenza, fino a formare un crostone calcareo-detritico ferruginoso; in località Auciana (W di Maranola) le sezioni sottili eseguite su questo crostone hanno rivelato la presenza di *Spirolina* sp.

CATENACCI, rilevatore della zona, interpreta queste coperture flisciodi come lembi della colata gravitativa di età pliocenica della valla del T. Ausente (P), descritta nelle pagine seguenti; MANFREDINI ritiene invece possibile un certo rapporto stratigrafico fra le placche di flysch ed il substrato calcareo e quindi una sostanziale diversità rispetto alla colata gravitativa pliocenica.

Questa seconda interpretazione sembra avvalorata da un esame critico delle caratteristiche dei lembi flisciodi.

1. I lembi di flysch sono sovrapposti unicamente ai calcari del Cretacico superiore (C¹⁰⁻⁷); nel caso di sovrapposizione per colata gravitativa, il flysch dovrebbe ricoprire indifferentemente qualsiasi formazione geologica, come infatti avviene nella valle dell'Ausente per la formazione (P), sovrapposte alle alternanze argillo-sabbiose messiniane (M⁵), alle argille gessifere messiniane (M_g⁵), ai conglomerati pliocenici (P¹).

2. I caratteristici liscioni striati, generalmente poco inclinati, spesso suborizzontali, osservati nelle immediate vicinanze delle coperture flisciodi e solo in queste zone, non sono piani di faglia nell'accezione comune del termine, ma probabili superfici di scollamento e limitato scivolamento di una formazione plastica su un substrato rigido. Analoghe superfici di scolla-

mento e scivolamento sono note in altre parti dell'Appennino e nello stesso foglio Gaeta; per esempio in corrispondenza del passaggio fra il Miocene calcareo basale ed il sovrastante flysch argilloso-arenaceo medio-miocenico nei monti di Caiazzo (OGNIBEN 1956) e nel M. Massico (VALLARIO 1966) o fra il « calcare massiccio » del Lias inferiore-medio e le sovrastanti marne del « rosso ammonitico » del Lias superiore-Dogger nella zona di M. Genaro presso Roma.

Un rapporto puramente casuale fra substrato cretacico e colata gravitativa pliocenica non spiega l'esistenza di questi liscioni.

3. Infine il crostone detritico limonitico dello spessore di alcuni centimetri con microfauna paleocenica, che ricopre il tetto della formazione cretacica alla base dei lembi fiscioidi, sembra un altro elemento a favore dell'esistenza di un rapporto stratigrafico e non di sovrapposizione tettonica fra i calcari ed il flysch.

Langhiano? — Elveziano p. p. (M³⁻²).

Nei M.ti Aurunci ad E del T. Ausente e nel M. Massico affiora la formazione nota come « calcari a briozoi e litotamni », corrispondente alla Formazione di Mastroianni (OGNIBEN 1957) ed alla Formazione di Cusano (SELLI 1957), e costituita da calcari biocostruiti e da calcari detritico-organogeni e calcareniti fini di colore biancastro ed avana in strati di spessore compreso fra 0,5 e 2 metri. I macrofossili sono rappresentati da pettinidi, ostreidi, echinidi, coralli, briozoi, melobesie e anellidi.

I microfossili neritici, molto abbondanti, sono foraminiferi riferibili ai generi *Amphystegina*, *Cibicides*, *Discorbis*, *Elphidium*, *Eponides*, *Operculina*, *Robulus*, *Rotalia*, *Siphonodosaria*; rari i planctonici, rappresentati da *Globigerina* spp., *Globigerinoides* sp., *Globorotalia* sp., *Globoquadrina* sp.

Verso l'alto i calcari divengono più sottilmente stratificati, aumenta la matrice lutitica e la percentuale di foraminiferi planctonici (fra i quali appare *Orbulina* spp.) ed è presente un fine ed abbondante detrito bioclastico.

Nei M.ti Aurunci, ad W del T. Ausente, il Miocene basale è assente, probabilmente per mancata sedimentazione; ad E del T. Ausente la formazione è sovrapposta in trasgressione parallela sui calcari del Paleocene

(PC-C¹¹), mentre al M. Massico ricopre i calcari del Cretacico superiore (C¹⁰⁻⁷).

La base della formazione è spesso caratterizzata da esili livelli conglomeratici con elementi del substrato locale, talvolta associati ad elementi di calcare « alberese » (estremità NE di M. Massico) o con tracce di argille bauxitiche e limonitiche (M. Malagna nel gruppo del M. Massico).

La formazione ha uno spessore di una cinquantina di metri.

Elveziano p. p. — Tortoniano p. p. (M⁴⁻³).

Sui calcari del Miocene basale è sovrapposta la formazione delle « marne ad orbuline » o « marne a globigerine », corrispondente alla Formazione di Montagnella (OGNIBEN 1957) e alla Formazione di Longano (SELLI 1957).

Alla base è spesso presente un livello argilloso-conglomeratico, di pochi decimetri di spessore, particolarmente ricco di glauconite e coproliti, che, malgrado l'apparente concordanza stratimetrica con il Miocene basale (M³⁻²), rappresenta probabilmente un hiatus di sedimentazione (ZALAFFI 1963).

Seguono verso l'alto una quindicina di metri di calcareniti fini con aspetto arenaceo e calcari marnosi straterellati con caratteristica fratturazione a losanga. I rari macrofossili sono rappresentati da qualche impronta di *Teredo* sp. e da problematici (*Cylindrites*).

Successivamente si passa gradualmente alle marne a planctonici, più o meno argillose, di colore avana, ben straterellate, talvolta fittamente pieghettate, prive di macrofossili, con spessori variabili da qualche metro a circa 30 metri.

Lo scarso residuo inorganico della formazione è costituito da quarzo, mica, glauconite, pirite, ossidi di ferro e rari frammenti calcarei.

I microfossili sono foraminiferi prevalentemente planctonici, ai quali si associa, nella parte basale, un abbondante detrito organogeno (briozoi, litotamni, coproliti, echinodermi, ecc.); i foraminiferi più frequenti sono: *Globorotalia mayeri* CUSH. & ELL., *G. menardii* D'ORB., *G. premenardii* CUSH. & STAINF., *G. scitula* (BRADY), *G. ventriosa* OGN., *G. bulloides* D'ORB., *G. cf. dutertrei* (EGG.), *Globoquadrina d.biscens* (CHAP., PARR. & COLL.), *G. altispira* (CUSH. & JAR), *Globigerinoides quadrilobatus* BANNER & BLOW, *G. obliquus* BOLLI, *G. trilobus* (REUSS), *Orbulina suturalis* BRONN., *O. universa* (D'ORB.),

Anomalina helicina (COSTA), *Bolivina* sp., *B. arta* MACF., *Cibicides italicus* DI NAP., *C. mexicanus dertonensis* RUSCELLI, *C. pseudoungarianus* (CUSH.), *Ellipsoglandulina multicosata* (GALL. & MÖRR.), *Eponides schreibersi* (D'ORB.), *E. umbonatus* (REUSS), *Gyroidina* sp., *Martinottiella* sp., *Chrysalogonium obliquatum* (BATSCH), *Nonion soldanii* (D'ORB.), *Planulina renzi* CUSH. & STAINF., *Robulus* sp., *Siphonina reticulata* (CZJZEK), *Siphonodosaria* spp., *Textularia* sp., *Uvigerina auferiana* D'ORB., *U. finti* CUSH., *U. rutila* CUSH., *U. schwageri* BRADY.

Tenuto conto della distribuzione verticale dei microfossili, questa associazione è riferibile alla parte alta della « Zona ad *Orbulina* » ed alla parte inferiore della « Zona a *Globorotalia menardii* » (CRESCENTI 1966; CATI ed altri 1968).

Tortoniano p. p. (M₁⁴).

Le « marne a globigerine » (M⁴⁻³) passano gradualmente verso l'alto a sedimenti flioscoidi, che presentano sensibili differenze litologiche fra le zone del T. Ausente e del M. Massico.

Valle del T. Ausente.

Nella valle del T. Ausente affiora un flysch, analogo alla Formazione di Pietrarroia (SELLI 1957) e al Flysch di Torrecuso (D'ARGENIO 1967), costituito da una fitta alternanza, spesso gradata, di strati siltoso-argillosi, marnosi ed arenacei con spessori da qualche centimetro ad un metro. Frequenti impregnazioni manganesifere (M. Cerreto) possono interessare tutti i litotipi del flysch.

Nei residui di lavaggio della frazione argillosa del flysch si rinvengono associazioni di foraminiferi bentonici e planctonici, quest'ultimi quasi sempre schiacciati e deformati. Fra i più frequenti si possono citare: *Globorotalia incompta* CIFELLI, *G. languensis* BOLLI, *G. mayeri* CUSH. & ELL., *G. menardii* D'ORB., *G. premenardii* CUSH. & STAINF., *G. pseudopachyderma* CITA, PREM. & ROSSI, *G. scitula* (BRADY), *G. ventriosa* OGN., *Globigerina apertura* CUSH., *G. globorotalidea* COLOM, *G. nepenthes* TODD, *Globoquadrina* sp., *G. altispira* (CUSH. & JAR), *G. altispira globosa* BOLLI, *G. debiscens* (CHAP., PARR. & COLL.), *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *G. quadrilobatus* BANN. & BLOW, *G. trilobus* (REUSS), *G. sacculifer* BRADY, *Orbulina bilobata* (D'ORB.), *O. sutu-*

ralis BRONN., *O. universa* D'ORB., *Anomalina* sp., *Bolivina arta* MACF., *B. dilatata* REUSS, *Bolivinoides miocenicus* GIANN., *Bulimina* gr. *elongata* D'ORB., *Cibicides* sp., *Dentalina* sp., *Eponides umbonatus* REUSS, *Gyroidina neosoldanii* BROTZEN, *Plectofrondicularia* sp., *Robulus curviseptus* (SEG.), *Siphonina reticulata* (CZJZEK), *Siphonodosaria* sp., *Uvigerina auferiana* D'ORB., *U. rutila* CUSH., *Vulvulina pennatula* (BATSCH).

Lo stato di conservazione dei planctonici meso-miocenici, la presenza, sia pure rara, di microfossili più antichi⁴) ed il tipo di formazione che li contiene inducono ad ammettere rimaneggiamenti inter ed extraformazionali delle microfaune, molte delle quali sono analoghe a quelle rinvenute nelle « marne a globigerine » (M⁴⁻³).

I termini marnosi contengono di solito scarsi radiolari e piccoli globigerinidi.

Nei termini arenacei, frequenti verso l'alto della formazione e talvolta con strutture da corrente (Guado del Lauro), si osservano intercalazioni lentiformi di brecciole (calciruditi, calcareniti) organogene, talora gradate, a volte localmente abbondanti (Guado del Lauro, M. ti Cerri).

Gli elementi organogeni delle brecciole sono generalmente gli stessi dei calcari del Miocene basale (M³⁻²) [briozoi, melobesie, anfastegine, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) ecc.]; fra gli alloclasti sono talora presenti elementi cretaci e paleogenici di ambiente pelagico non appartenenti alla serie carbonatica (frammenti di micrite a globotruncane, discocicline, ecc.).

In base ai fossili più recenti la formazione può attribuirsi alla parte alta del Tortoniano.

Nel flysch sono inglobati a più altezze masse di rocce carbonatiche appartenenti ai diversi piani del Cretacico di facies neritica; le più cospicue sono state cartografate ed indicate con la sigla O (alto corso di R. Maceroni, Taverna Cinquanta, C. le Cerecoli, ecc.).

Lo spessore della formazione è molto variabile; il valore massimo è di 250 m circa.

⁴) Nello stesso campione argilloso si può rinvenire *G. menardii* associata a *Catapsidrax* sp. o a globorotalie paleoceniche ed eoceniche.

Monte Massico.

Nel gruppo del M. Massico, alle «marne ad orbuline» (M^{4-3}) segue regolarmente un flysch costituito da argilloscisti e marnoscisti grigio scuri, spesso nerastrati, con orizzonti di argille più o meno sabbiose, con spalmature manganesifere, a frattura aciculare.

Nella parte alta della successione si rinvengono numerose intercalazioni di arenarie quarzose verdastre o biancastre, in strati da 0,20 a 1,50 m, di argilloscisti arenacei e di calcareniti gradate.

Nella formazione, specialmente in corrispondenza della parte inferiore, si rinvengono elementi di varie dimensioni, da pochi millimetri a qualche decimetro di diametro, più o meno arrotondati, sia isolati che disposti in livelli discontinui, costituiti da rocce carbonatiche della serie mesozoica neritica e da calcari tipo alberese; è stato rinvenuto anche un ciottolo di granito; più raramente si trovano pacchi di strati scompaginati dello spessore di alcuni metri.

Nelle calcareniti si rinviene un detrito organogeno rappresentato da resti di briozoi, litotamni, miogipsine, anfistegine. Le marne contengono foraminiferi planctonici, fra i quali *Globorotalia menardii* (D'ORB.) che permette di riferirle al Tortoniano (cenozona a *G. menardii*).

Lo spessore della formazione è di circa 150 metri.

Tortoniano p. p. — Messiniano p. p. (M_2^4).

Valle del T. Ausente.

In destra del T. Ausente, nella zona compresa fra Minturno e la confluenza Ausente-Ausentello, la formazione (M_2^4) evolve gradualmente verso l'alto ad un flysch prevalentemente arenaceo, analogo alla Formazione di Caiazzo (OGNIBEN 1957) ed alla Formazione di S. Giorgio (SELLI 1957); gli affioramenti formano le parti sommitali dei rilievi collinari della zona di M. Bracchi, Pulcherini, S. Maria Infante, S. Lucia, Tufo.

La formazione è costituita da arenarie grigio chiare o cerulee, giallastre per alterazione, generalmente tenere, talvolta dure, in strati di oltre un metro di spessore.

In alcuni casi le arenarie sono gradate e sfumano a termini siltosi, argillosi e marnosi che costituiscono le partiture, dello spessore massimo di una trentina di centimetri, esistenti fra uno strato arenaceo e l'altro. Le strutture da corrente sono rare o mancano del tutto.

La frazione clastica delle arenarie è rappresentata da quarzo a spigoli vivi, miche, feldspati, frammenti di rocce eruttive e metamorfiche, nuclei argillosi; sono presenti minerali limonitici e frustoli carboniosi. Il cemento è calcitico-argilloso, con una certa percentuale di clorite.

La formazione, in corrispondenza delle partiture siltose, argillose e marnose, contiene scarsa microfauna con foraminiferi spatizzati e di piccole dimensioni; oltre a radiolari e spicole di spugna, sono presenti: *Globorotalia mayeri* CUSH & ELL., *G. gr. menardii* D'ORB., *G. pseudopachyderma* CITA, PREM. & ROSSI, *G. scitula* (BRADY), *Globigerina* spp., *Orbulina universa* D'ORB.

Anche per questa formazione valgono le considerazioni svolte per i sedimenti sottostanti (vedi nota 4 a pag. 33).

Nelle arenarie si rinvengono strati lentiformi di brecciole (calciruditi, calcareniti) organogene, spesso gradate, e frammenti di strato o di blocchi di strati, ad andamento irregolare, senza continuità laterale, di calcari marnosi e calcari tipo «alberese» e «palombino», come a Torre Grande (N di Minturno) e poco a S di Pulcherini.

Le brecciole hanno composizione analoga ai «calcari a briozoi e litotamni» (M^{3-2}) e talvolta contengono alloclasti ereditati da sedimenti altocretatici (con globotruncane) e paleogenici (con nummuliti), cioè di formazioni non affioranti nella regione circostante. I calcari marnosi e quelli tipo «alberese» e «palombino» si sono rivelati o del tutto sterili o con scarse, spatizzate e classate microfaune pelagiche di età cretatico-paleogenica.

A più altezza della serie sono inglobate masse calcaree o calcareo dolomitiche attribuibili alla serie carbonatica neritica per la presenza di resti di molluschi (gasteropodi e rudiste) e microfossili caratteristici. Le più cospicue, per esempio M. Natale, Pulcherini e M. Bracchi, sono state cartografate e indicate con la sigla (O), ed hanno un notevole risalto morfologico rispetto ai più erodibili sedimenti che le inglobano.

Lo spessore della formazione può essere valutato intorno ai 100 metri.

Monte Massico.

Al M. Massico la formazione (M₁⁴) evolve verso l'alto ad un flysch argillo-scistoso, arenaceo e calcareo-detritico che affiora nella zona di M. Cicoli, Costa del Sole, a NE di M. Crestegallo, in località Masseria Vaglie e presso l'abitato di Carani.

Nella parte inferiore si hanno argilloscisti e marnoscisti nerastri con numerose intercalazioni calcarenitiche; in quella superiore si passa ad una alternanza di arenarie quarzose, verdastre e gialline, di argilloscisti arenacei e di brecciole talora gradate. Presso l'abitato di Carani sono presenti ciottoli di calcare oolitico e di « alberese ».

I termini calcareo-detritici contengono microfossili rimaneggiati, fra i quali *Lepidocyclina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Miogypsina* sp., *Heterostegina* sp., *Cycloclipeus* sp., anfistegine, rotalidi.

Nella componente pelitica i fossili sono generalmente mal conservati; sono presenti *Globorotalia mayeri* (CUSH. & ELL.), *G. scitula* (BRADY), *Globigerinoides trilobus* (REUSS).

La formazione ha uno spessore di circa 150-200 metri.

Messiniano p. p. (M₅⁵), (M₆⁵).

Sulla destra del T. Ausente, lungo una fascia che si estende da Solacciano a Spigno Saturnia Nuovo e C.le di Teto, affiora una formazione (M₅⁵) che si differenzia notevolmente dal flysch arenaceo (M₂⁴) anche per la sua morfologia più morbida e dolce.

Si tratta di ripetute alternanze, prevalentemente gradate, di argille sabbiose, sabbie argillose ed arenarie, in strati di spessore generalmente inferiore ad un metro.

Nella parte inferiore prevale la componente arenacea e, a luoghi (zona di Solacciano a Tame), sono presenti interstrati sottili di marne argillose; in quella superiore predominano i termini argilloso-sabbiosi. Buone esposizioni si hanno lungo R. Reggimento (W di Solacciano), C.le Torrerisi (cave di Fornaci Pontine), R. Piscinola (estremo N del foglio).

Verso S le argille contengono granuli di gesso posti in evidenza nei residui di lavaggio.

Le associazioni rinvenute presentano spesso caratteri di oligotipicità; livelli poveri in specie ed individui, con forme di piccole dimensioni, si alternano a livelli con microfaune ben sviluppate o con diverso grado di fossilizzazione.

Tra i foraminiferi planctonici, che prevalgono su quelli bentonici, si citano *Globorotalia acostaensis* BLOW, *G. incompta* CIFELLI, *G. languensis* BOLLI, *G. mayeri* CUSH. & ELL., *G. menardii* (D'ORB.), *G. obesa* BOLLI, *G. pseudopachyderma* CITA, PREM. & ROSSI, *G. scitula* (BRADY), *G. cf. ventriosa* OGN., *Globigerinoides* sp., *Globigerina* spp., *G. brady* WIESNER, *G. bulbosa* LE ROY, *G. bulloides* D'ORB., *G. globorotaloidea* COLOM, *G. venezuelana* HEDB., *Orbulina bilobata* (D'ORB.), *O. suturalis* BRONN., *O. universa* D'ORB., *Globigerina cf. glutinata* (EGGER).

Tra le forme bentoniche citiamo: *Angulogerina angulosa* (WILL.), *Bolivina cf. beyrichi* REUSS, *B. dentellata* TAV., *B. dilatata* REUSS, *B. pseudoplicata* HER., ALL. & EARL., *B. cf. reticulata* HANT., *Bulimina* sp., *B. echinata* D'ORB., *B. pyrula* D'ORB., *Chilostomella oolina* SCHW., *Cibicides pseudonngerianus* (CUSH.), *Elphidium* sp., *Eponides umbonatus stellatus* (SILV.), *Gyroldina* sp., *Hopkinsina bononiensis* (FORN.), *Lagena* sp., *Plectofrondicularia* sp., *Nonion cf. citae* DI NAP., *Rotalia beccarii* (LIN.), *R. beccarii tepida* CUSH., *Siphonina reticulata* (CZYZEK), *Uvigerina tenuistriata gaudrinoides* LIPP., *Valvulineria bradyana* (FORN.), *V. complanata* (CUSH.).

Sono inoltre presenti radiolari, ostracodi (*Paracypris* sp.) ed arenacei agglutinanti (*Cyclammina* sp., *Trochammina* sp.).

Come si può rilevare da questo elenco, nella formazione sono presenti forme che debbono considerarsi rimaneggiate, cioè trasportate dagli apporti torbiditici che hanno regolato la deposizione terrigena. La presenza di livelli con forme nane e con caratteri distrofici, unitamente al rinvenimento di specie tipicamente messiniane, induce a riferire la formazione a questo piano.

Anche in questa formazione sono presenti, inglobati o sovrapposti alle argille sabbiose, masse calcaree mesozoiche (C.le di Teto, Pezellari e Campodellasio).

Nella zona settentrionale, a ridosso dei rilievi di Spigno Saturnia Vecchio, il tetto della serie è dato dalla formazione (P); in quella meridionale (M. Tripoli e M. Campese) dai conglomerati pliocenici (P¹). Gli spessori,

molto variabili, sono difficilmente calcolabili; pur tenendo conto di possibili ripetizioni tettoniche, la formazione dovrebbe superare i 300 m nella zona di Spigno Saturnia Nuovo.

Nella carta geologica sono stati distinti alcuni affioramenti di Miocene superiore (M_5^5) situati alla base del versante meridionale dei M. Aurunci (E di Formia), formati da argille siltose e sabbie argillose, molto micacee, di colore grigio, con lenti e partimenti di gesso, gesso-arenite e gessopelite.

I campioni sono risultati spesso sterili; quelli fossiliferi hanno dato associazioni oligotipiche, con piccoli globigerinidi distrofici fra cui: *Globorotalia globorotaloidea* COLOM., *G. incompta* CIFELLI, *G. gr. mayeri* CUSH. & ELL., *G. obesa* BOLLI, *G. pseudopachyderma* CITA, P. SILVA & ROSSI, *G. scitula* (BRADY), *Globigerinoides* spp., *Globigerina quinqueloba* NATL., *Orbulina* sp.; sono inoltre presenti *Anomalina belicina* (COSTA), *Bolivina dilatata* (REUSS), bulimine degenerate del tipo *B. elongata* D'ORB., *B. echinata* D'ORB., *Cassidulina* sp., *Cibicides* sp., *Elphidium* sp., *Nonion* cf. *citae* DI NAP., *Rotalia* sp., *Vulvulina* sp.

I rapporti con (M^5) non sono osservabili perché gli affioramenti sono limitati da depositi quaternari; è probabile un loro rapporto di eteropia. Il tetto è dato dai conglomerati pliocenici (P^1) (C.le Penitro) e dalle « argille varicolori » (P) (Pantanelli-Le Grotte).

Pliocene inferiore (P^1).

Fra Maranola e Minturno affiora una formazione prevalentemente conglomeratica, rappresentata da puddinghe e brecce poligeniche cementate, generalmente ben stratificate con strati di 0,30-0,40 m, irregolarmente alternati ad altri di spessore maggiore, fino a 1,50-2 metri.

Gli elementi appartengono generalmente alla serie carbonatica neritica e, subordinatamente, ai termini arenacei delle formazioni mioceniche; sono inoltre presenti rari ciottoli di calcari tipo « alberese », « pietra paesina », « palombino ».

Gli elementi, non classati, hanno in media dimensioni comprese fra pochi e 20-30 cm di diametro (o di lato); non mancano blocchi di calcare quadrangolari di dimensioni maggiori, fino a 50 cm di lato. Non si notano variazioni dimensionali apprezzabili, procedendo dal basso verso l'alto, sia nell'ambito di uno stesso strato, sia nell'intera formazione.

Il grado di cementazione è generalmente elevato; tuttavia a luoghi sono presenti alternanze o interdigitazioni clastiche semicoerenti o incoerenti, con matrice calcitica o arenacea, rari interstrati discontinui di sabbioni giallo-rossastri e, nella parte basale (ad es. presso C.le Penitro), sacche di argilla gessifera laminata.

Nell'ambito della formazione sono stati riconosciuti alcuni episodi prevalentemente argillo-sabbiosi (Tremensuoli, Penitro, Torre Scauri) di spessore variabile, fino ad una cinquantina di metri, con microfauna pliocenica di ambiente neritico e foraminiferi bentonici prevalenti su quelli planctonici. Tra i primi sono presenti: *Baggina gibba* (CUSH. & TODD), *Bolivina leonardi* ACC. & SEL., *Cibicides italicus* DI NAP., *Elphidium complanatum* (D'ORB.), *Lenticulina clerici* (FORN.), *Marginulina costata* (BATSCH), *M. costata coarctata* SILV., *M. hirsuta* D'ORB., *Nodosaria pentecostata* COSTA, *Orthomorphina bassanii* (FORN.), *O. tenuistriata* COSTA, *Plectofrondicularia semicosta* (KARR.).

Nel plancton è possibile rinvenire *Globorotalia bononiensis* DONDI e *G. punctulata* (DESH.).

La formazione, che si presenta generalmente dislocata, trasgredisce sui calcari cretaci di Minturno (C^{6-4}) e sulle argille gessifere (M_5^5) del Messiniano.

Lo spessore dei conglomerati, variabilissimo da luogo a luogo, raggiunge un massimo di 350-400 metri.

Nel corso dei rilevamenti sono stati rinvenuti alcuni affioramenti costituiti da sedimenti clastici grossolani, suddivisibili in tre facies distinte, con caratteristiche diverse da quella dei conglomerati pliocenici precedentemente descritti. Si è convenuto assimilare questi depositi ai conglomerati pliocenici in base ai loro rapporti stratigrafici con le argille del Messiniano, anche se non è stato sempre possibile raccogliere dati cronologici sicuri.

Facies A — Calcari finemente detritici (con matrice pelitica e frequenti granuli di quarzo) ben stratificati, alternati a strati di arenarie marnose ed a bancate di puddinga compatta, morfometricamente molto evoluta, talora passante lateralmente ad arenarie giallastre grossolane, con sottili interstrati argillo-sabbiosi nella parte inferiore.

I ciottoli delle puddinghe sono calcari tipo « alberese », « pietra pae-

sina », « palombino », arenarie verdastre o giallognole fortemente cementate, calcari detritici neri con bande di calcite spatica, rari elementi della serie carbonatica neritica mesozoica, rarissime rocce eruttive, generalmente intrusive acide; spesso i ciottoli si trovano come inclusi nei termini calcareo-detritici ed arenacei. Gli affioramenti di questa facies si rinvennero fra Formia e Maranola.

Localmente le puddinghe possono prevalere sugli altri litotipi, come avviene nella zona di Formia, fra la stazione ferroviaria e S. Antonio.

Dal punto di vista micropaleontologico i calcari detritici e le arenarie sono risultate sterili; nei termini argillo-sabbiosi è stata trovata una scarsa e mal conservata microfauna costituita da *Elphidium crispum* (LIN.), *E. macellum* (FICHT. & MCLL) ed ostracodi tra cui *Loxobonca* sp., *Cytheridea* cf. *neapolitana* KOLM.

Nella zona di Maranola (Madonna delle Grazie) questi sedimenti trasgrediscono sui calcari del Cretacico superiore (C¹⁰⁻⁷), mentre lungo le pendici sud orientali del colle di S. Antonio (NE di Formia) un lembo di puddinghe, che nella parte basale contiene alcune intercalazioni di argille biancastre molto sabbiose, poggia chiaramente — con apparente concordanza stratimetrica — sopra le argille gessifere messiniane.

Gli spessori di questi conglomerati sono variabili, fino ad un massimo di circa 20-25 m presso S. Antonio.

Facies B — Puddinghe poligeniche, mal stratificate, con matrice calcitico-arenacea grossolana, poco coerente ed incoerente, affiorano a N di Castellonorato, presso Masseria Caramanico. I ciottoli, simili a quelle della facies A, hanno una maggiore percentuale di rocce eruttive. Nelle rare intercalazioni argillose grigiastre è stata rinvenuta una microfauna con forme rotte e spatizzate ad affinità miocenica, quali *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina universa* D'ORB., *Pullenia* sp., *Bulimira* sp., *Cibicides* spp., miste ad altre in buono stato di conservazione che non danno indicazioni di età.

Questo affioramento conglomeratico poggia sulle argille messiniane (M⁵) ed è ricoperto dal complesso eterogeneo e caotico indicato con la sigla (P); il suo spessore è di circa 20 metri. Non è stato cartografato un analogo lembo conglomeratico di esiguo spessore e di limitata estensione, affiorante a NW di Minturno.

Facies C — Nei Monti di Castelforte, poco a NW di M. Ceschito, in corrispondenza della dolina in località Crisano, uno scasso permette di osservare un sabbione quarzoso bianco, grossolano, incoerente, che contiene numerosi ciottoli e frammenti di rocce eruttive basiche. La porzione affiorante, limitata a poche decine di metri quadrati e pertanto non cartografabile, mostra uno spessore di circa 2 metri. Il tetto è dato da terra rossa (qr) che riempie tasche scavate a spese del sabbione quarzoso; il letto è probabilmente costituito dai calcari organogeni (M³⁻²), che si vedono affiorare a tratti dalla copertura recente.

Pliocene s.l. (P).

Alcune decine di anni fa alcuni autori avevano segnalato la presenza nella regione laziale di rocce estranee alle formazioni dei monti circostanti (FRANCHI 1922), con caratteri litologici simili a quelli del flysch emiliano (GROSSI 1933).

Nei più recenti lavori riguardanti la regione laziale-campana, questo complesso è stato indicato in vario modo; esso sembra corrispondere alle « argille scagliose » (A.S.) di S. Felice Circeo (BENEO 1950), ai terreni in facies di flysch della Valle Latina (CARBONI & LOMBARDI 1957), alla Formazione A.S. di Buonomini della zona di Caiazzo (OGNIBEN 1957), alla Formazione di Falvaterra (ACCORDI 1963) ed alle « argille caotiche » della Valle Latina (ZALAFFI 1963; ANGELUCCI, DEVOTO & FARINACCI 1963; ACCORDI, ANGELUCCI & SIRNA 1967; ACCORDI ed altri 1968).

Nell'area del foglio Gaeta questo complesso è costituito (CATENACCI, 1964) da una matrice incoerente o pseudocoerente di argille e siltiti grigie e varicolori (rosse, verdi, plumbee), non stratificate, spesso laminate e scagliettate, e di argille simili ai « galestri » toscani; inglobati o sovrapposti a questi terreni si rinvennero pacchi di strati e pezzame litoide in giacitura generalmente caotica. Nel materiale litoide si possono distinguere:

— calcari a pasta fine avana o biancastri, con vene di calcite spatica, litologicamente simili agli « alberesi » toscani, talora attraversati da numerose stiloliti marcate da ossidi di ferro (« pietra paesina »); sono generalmente sterili, a volte contengono piccoli globigerinidi e radiolari;

— calcari a pasta fine, grigio-cerulei, talora silicei, simili ai « palombini » toscani; contengono fauna classata, di piccole dimensioni, tra cui *Heterobelix* sp., Anomalinidae, Globigerinae non meglio determinabili. Le forme possono riferirsi al Cretacico superiore-Paleocene;

— calcari a pasta fine verdognoli, completamente sterili;

— calcari marnosi biancastri con patine mangesifere, contenenti radiolari e spicole di spongiari;

— calcari marnosi rossi, tipo « scaglia », con *Heterobelix* sp. e globotruncane indeterminabili, riferibili al Cretacico superiore;

— arenaria a grana fine, ben cementate, di colore grigio-scuro, simili alla « pietraforte » toscana;

— arenarie a grana fine, con spalmature mangesifere, micropaleontologicamente sterili;

— arenarie grossolane grigio-giallastre, con cemento calcitico argilloso, micropaleontologicamente sterili; possono inglobare ciottoli della serie neritica mesozoica e di « alberese », « pietra paesina », « palombino »; si osservano, inoltre, blocchi calcarei di varie dimensioni appartenenti alla serie neritica mesozoica ed inframiocenica;

— blocchi calcarei della serie neritica (giurassici, cretaci, paleoceni e del Miocene basale);

— breccie calcaree con elementi della serie neritica mesozoica.

Per quanto riguarda la matrice argillosa, i dati ottenuti sono i seguenti:

— *argille grige*: contengono foraminiferi di affinità miocenica in diverso stato di conservazione, probabilmente rimaneggiati, fra i quali *Orbulina suturalis* BRON., *Anomalina helicina* (WILL.), *Bolivina leonardii* ACC. & SEL., *Robulus orbicularis* (D'ORB.), *Siphonina planoconvexa* (SILV.), *Uvigerina barbatula* MACFAD., *U. longistriata* PERCONIG;

— *argille varicolori*: contengono scarsi foraminiferi planctonici spatizzati tra cui *Globigerina* cf. *triloculinoidea* PLUMMER, rarissime *Bathysiphon* sp., *Glomerina conglobata* (BRADY), *G. subturbinata* (GRZYB.), *Glomospira* cf. *perplexa* FRANKE, *G. charoides* (JON. & PARK.), *Placentamina* sp., *Saccamina* sp.

Questi fossili non permettono una sicura datazione; le stesse microfaune arenacee sono state rinvenute da OGNIBEN (1958) nella Formazione A. S. di Buonomini;

— *argille galestrine*: hanno fornito una scarsa microfauna rappresentata da globotruncane e globigerine in cattivo stato di conservazione, *Heterobelix* sp. La microfacies sembra riferibile al Cretaceo superiore.

Nel foglio Gaeta questo complesso è sovrapposto alle alternanze argillo-sabbiose messiniane (M⁵) (pendici orientali del gruppo del M. Petrella, a N di Castellonorato), alle argille gessifere messiniane (M₂⁵) (zona di Penitro-Pantaneli) e ai conglomerati attribuiti al Pliocene (P¹) della facies B (Mass. Caramanico).

Lo spessore non supera i 15-20 m; gli affioramenti sono disposti lungo una ristretta facies pedemontana che costeggia il bordo orientale e in parte meridionale del gruppo del M. Petrella.

In base alla giacitura ed alle sue caratteristiche questo complesso può essere interpretato come una colata gravitativa la cui messa in posto è da ritenere posteriore al Messiniano.

Pleistocene.

Breccie di Spigno Saturnia Vecchio (br¹).

Poco a NW di Spigno Saturnia, lungo l'alto corso di Rio Cupone, affiorano breccie poligeniche cementate e stratificate, dello spessore di una cinquantina di metri, che ricoprono, in apparente concordanza, uno dei lembi di flysch (fl) sovrapposti ai calcari del Cretacico superiore.

Gli elementi che compongono le breccie variano da pochi centimetri a spezzoni di strato di oltre un metro e sono costituiti prevalentemente da calcari e dolomie della serie neritica mesozoica (frequenti termini del Cenomaniano, Turoniano e Senoniano) e, in misura minore (2-5%), da litotipi di « alberese », di « pietra paesina » e di arenarie fini giallo-rossastre, che si presentano con dimensioni notevolmente più piccole. Il cemento è a luoghi notevolmente arrossato.

Un riferimento cronologico è quanto mai incerto; la collocazione nel Pleistocene è da ritenersi indicativa. È possibile un'analogia con le breccie

di C.le Cantocchio (COCOZZA & PRATURLON 1966), sul versante sud occidentale dei M.ti Lepini (foglio Frosinone).

Detriti di falda e conoidi cementate (dt).

Nella piana di Formia, ai piedi delle strutture mesozoiche, compaiono falde detritiche e conoidi antiche formate da elementi calcarei e dolomitici della serie mesozoica locale, poco elaborati, spesso notevolmente cementati. Verso valle, dove si osservano intercalazioni lentiformi sabbiose, i depositi mostrano una superficie di terrazzamento degradante verso mare. In superficie sono presenti suoli pedogenizzati.

Alluvioni antiche terrazzate (f).

Fra Formia e Maranola, alla base del rilievo mesozoico di Forc. la della Giancheta, è osservabile una alluvione antica, formata da ciottolami elaborati e con diverso grado di cementazione, disposti secondo un terrazzo degradante verso valle con quote comprese fra 150 e 100 m circa. Il materiale detritico è costituito da calcari della serie neritica mesozoica e dai componenti dei depositi (P¹) facies A. ⁵⁾

Alluvioni antiche (f¹).

Soprattutto alla periferia dell'edificio vulcanico si rinviene una facies prevalentemente di origine alluvionale costituita da materiali piroclastici, a granulometria variabile, di deposito secondario, alternati a paleosuoli ocracei o bruni ed a depositi argilloso-sabbiosi fluvio-lacustri. Non mancano, in corrispondenza di antichi corsi torrentizi, tasche di ciottolame grossolano eterogeneo di natura esclusivamente vulcanica.

Lo spessore della formazione è sempre piuttosto debole, o quasi nullo, sui fianchi dell'edificio, a copertura delle vulcaniti; varia localmente nelle paleoincisioni ed aumenta gradualmente verso la periferia, dove costituisce probabilmente l'equivalente di una parte almeno delle tufiti (t). Le due formazioni sono talora così intimamente legate da renderne problematica la distinzione cartografica come nel foglio 172 Caserta in cui sono state unificate in (t).

⁵⁾ Nella carta geologica queste alluvioni sono state indicate con la sigla (f¹) per errore di stampa.

Sezioni particolarmente interessanti, anche per i rapporti con l'ignimbrite sovrastante, si possono vedere lungo i tagli dell'autostrada Roma-Napoli (F.i 160-161-172), a N ed E di Picilli (F^o 161), nei dintorni di Caianello e della Chiesa di Borgonuovo (F^o 172), a S di Fasani e lungo il T. Piscinola, a SE di S. Castrese (F^o 171).

Nel F^o 171, sulla destra del F. Garigliano, sono state cartografate con la stessa sigla le alluvioni isocrone costituite da elementi provenienti quasi esclusivamente dalle formazioni sedimentarie dei monti di Gaeta e di Suio.

Argille rosse e breccie cementate (br²).

Sulle falesie calcaree ad ovest di Gaeta, poggiano lembi di detriti calcarei variamente commisti e tenacemente saldati a materiale argilloso rosso. I detriti calcarei mostrano allineamenti con immersioni di pochi gradi secondo il pendio.

Questi depositi, sulle pendici meridionali di M. Moneta, sono ricoperti dalle terre rosse eoliche (e).

Terre rosse eoliche (e).

Nella zona litoranea di Gaeta si rinvencono estese coltri di terra rossa, riferibili alla « duna rossa antica » degli autori.

Si tratta di sabbie, limi ed argille con caratteristica colorazione rossastra. Il termine prevalente è una sabbia friabile costituita quasi completamente da quarzo; non si rado è osservabile un accenno di stratificazione, marcato da esili partimenti carboniosi, dovuti probabilmente a rimaneggiamento e fluitazione da parte di acque superficiali.

Facies limoso-argillose sono state osservate in località Arena Rossa (presso podere Ciacchi). Gli spessori variano da pochi decimetri ad un massimo di 8-10 metri.

La formazione è stata oggetto di approfonditi studi da parte di SINNO (1963).

Deposit analoghi affioranti al Circeo sono stati riferiti al post-tirreniano (BLANC 1950).

Puddinghe (QT).

Ad occidente di Gaeta, lungo la costa, e presso Marina di Minturno al M. d'Argento, si rinvencono alcuni piccoli lembi di puddinghe ad elementi calcarei e di sabbie.

Questi depositi, per la loro malacofauna marina (*Glycimeris* sp., *Spondylus gaederopus* L., *Conus testudinarius* MART., *Tritonidea viverrata* KIEN.), rinvenuta da A. G. SEGRE, vengono attribuiti al Tirreniano.

Per la loro estensione estremamente limitata, essi sono stati indicati sul foglio solamente con la loro sigla.

Alluvioni (f²); travertini (tr).

I depositi (f²), immediatamente successivi alla messa in posto dell'ignimbrite (1), sono dovuti alla sedimentazione fluviale tardo-würmiana dei maggiori corsi d'acqua.

Le caratteristiche litologiche della formazione variano da zona a zona in dipendenza soprattutto dell'apporto detritico dai rilievi sedimentari e della rielaborazione delle piroclastiti dai pendii del Roccamonfina; variazioni particolari sono dovute all'apporto di materiale clastico grossolano da parte di più forti correnti fluviali o torrentizie ed alla sedimentazione limno-palustre e torbosa in piccoli bacini chiusi.

Sulla sinistra del T. Ausente, ad ENE di Minturno, a questi depositi sono intercalate lenti più o meno estese e potenti di travertino spugnoso molto grossolano (tr).

Detriti di falda (dt¹), (dt²).

Nei monti di Suio alcune depressioni tra i massicci mesozoici sono colmate da materiale detritico (dt¹) ad elementi calcarei talora stratificato; vi si rinvencono intercalazioni lentiformi di prodotti piroclastici, parzialmente di deposito primario, e livelli lacustri sabbioso-limosi.

Ai piedi dei rilievi mesozoici si trova generalmente detrito di falda (dt²), a granulometria molto variabile, sciolto o localmente debolmente cementato. Talora sono presenti terre rosso-brune ed elementi vulcanici sciolti, dilavati dai rilievi.

(dt²) affiora in placche o in fascie continue, come lungo i limiti SW e NW di M. Massico, da Mondragone a Cascano, dove, dal punto di vista morfologico, si può distinguere una serie di conici di deiezione affiancati.

Sul versante occidentale del Roccamonfina le vulcaniti danno luogo raramente a placche estese di detrito.

Olocene.

Terre rosse (qr).

Con questo termine vengono indicati i terreni derivanti prevalentemente dalla decalcificazione delle formazioni calcaree e calcareo dolomitiche, talora mescolati a depositi lacustri.

Questi terreni si trovano, in placche più o meno estese, nelle depressioni carsiche e nelle depressioni vallive delle zone calcareo-dolomitiche.

Alluvioni recenti e attuali (a), di colmata degli alvei abbandonati (a¹) e di golena (a²); terreni di bonifica e di colmata (ap).

Con la sigla (a) vengono indicate le alluvioni recenti ed attuali che costituiscono le pianure del Volturno e del Garigliano, ancora esondabili e solo debolmente incise dai corsi d'acqua secondari.

Per la maturità dei fiumi, questi depositi hanno una granulometria piuttosto sottile, ma sono scarsamente omogenei a causa della vicinanza di rilievi sia sedimentari che vulcanici. Lenti o elementi sciolti di materiale grossolano sono però visibili nelle incisioni ai piedi dei massicci mesozoici, dove le alluvioni si riallacciano alle ultime propaggini del detrito di falda.

Gli alvei abbandonati sono colmati da materiali sottili, prevalentemente limosi e sabbiosi (a¹).

Sono quasi del tutto livellati con la pianura e quindi morfologicamente quasi irrilevanti; ad essi si è voluto perciò dare un'importanza paleogeografica piuttosto che sedimentaria.

Gli stessi materiali pelitico-psammitici delle alluvioni precedenti costituiscono anche i depositi alluvionali mobili (a²), sedimentati dai fiumi nelle golene e tra gli argini.

Le depressioni acquitrinose e le lagune litoranee sono state recentemente quasi completamente bonificate (ap).

Sotto un terreno superficiale di colmata o sotto depositi palustri, ancora in via di formazione, si rinvencono però straterelli limosi, suoli umiferi e talora sottili lenti torbose, con molluschi dolcicoli sparsi (*Planorbis* sp., *Bythinia* sp., ecc.).

Spiagge e dune mobili (s); sabbie e dune (e¹); depositi d'interduna (ae).

Le sabbie, generalmente giallastre o brune, che costituiscono la spiaggia attuale e le dune mobili (s), affiorano in una fascia continua lungo tutto il litorale da Castel Volturno a Gaeta, per una larghezza massima di 700-800 m nel delta del Volturno.

In vicinanza dei principali sbocchi di corsi d'acqua, la sabbia si presenta più scura, fino a grigio-nerastra, per arricchimento di minerali di ferro derivanti dal disfacimento della vulcaniti del Roccamonfina.

Alle sabbie litoranee ed alle dune mobili succede, verso l'interno, una serie di cordoni sabbiosi (« tumoleti ») a debole rilievo, morfologicamente ben definiti, certamente di età storica (e¹).

Le sabbie che li costituiscono sono grigio-giallastre, fini, talora con minerali vulcanici e resti di organismi.

Verso terra l'evidenza morfologica delle dune è attenuata dalla sovrapposizione dei depositi (a) e (ap), con i quali hanno anche rapporti, almeno in parte, di contemporaneità.

Fanno parte integrante di (e¹) anche le sabbie grigio chiare delle dune d'accrescimento deltizio del Volturno.

Le depressioni tra le dune sono spesso ricoperte da depositi sabbiosolimosi interdunari (ae) e tutta la superficie di (e¹) e di (ae) da suolo umifero con pineta e folta macchia mediterranea.

Discariche ed escavati (dc).

Oltre alle discariche dovute all'escavazione dei canali di bonifica delle basse valli dei F. i Garigliano e Volturno, con la sigla (dc) è indicato anche il terreno di riporto, dovuto a scavi di varia natura, che ricopre la zona archeologica dell'antica Minturno.

Essa comprende non solo il territorio in cui sono visibili i complessi monumentali, ma si estende anche alla parte della città romana non ancora esplorata completamente ed in cui i lavori agricoli portano talora in luce frammenti di terre cotte e ruderi di muri.

Una limitatissima zona non cartografata, con resti romani, si trova pure nelle vicinanze dei ruderi degli antichi bagni solfurei di Mondragone.

V — VULCANICO

APPARATO VULCANICO DEL ROCCAMONFINA

INTRODUZIONE

Il vulcano spento di Roccamonfina ricade completamente nella provincia di Caserta ed è ripartito nei fogli al 100.000 Cassino (160), Isernia (161), Gaeta (171) e Caserta (172); esso è compreso tra le valli dei fiumi Garigliano a NW e Volturno a SE ed è circondato dai rilievi carbonatici mesozoici di Presenzano (M. Cèsima) e di Rocca d'Evandro (M. Camino) a N, di Suio (M. Maio) ad W, di Mondragone (M. Massico) a S e di Pietramelara (M. Maggiore) ad E.

Il Roccamonfina, con una superficie di circa 450 Km², rappresenta, per dimensioni planimetriche, il quarto vulcano italiano, mentre per altitudine (q. 1006) è il quinto dopo l'Etna, il Vulture, il Vesuvio e l'Amiata.

Completamente separato dal vulcanismo ernico, cioè dal più vicino apparato vulcanico della provincia magmatica romana, il Roccamonfina non presenta rapporti stratigrafici diretti neppure con i prodotti dei Campi Flegrei e del Vesuvio. L'elemento che ne stabilisce un collegamento, anche se solo in superficie, è rappresentato dalla coltre ignimbritica del « tufo grigio campano », la cui continuità è interrotta dalla sola valle del basso Volturno, ed i cui caratteri petrografici rimangono costanti in tutta la Campania.

Secondo BURRI (1948) il Roccamonfina appartiene petrograficamente alla provincia magmatica campana, con i Campi Flegrei, il Vesuvio, le isole Pontine, Ischia e Procida, e ne rappresenta il gruppo vulcanico più settentrionale.

Da un punto di vista strutturale il vulcano aurunco sembra invece più strettamente collegato con il vulcanismo tosco-laziale, in quanto si inserisce sul prolungamento dell'allineamento, a direzione appenninica, M. Amiata-

Vulcano Laziale, metre resta al di fuori dell'allineamento campano, disposto circa in direzione E-W, comprendente le isole Pontine, l'isola d'Ischia, i Campi Flegrei, il Vesuvio e il Vulture.

CENNI STORICI

N. PILLA (1795) è il primo autore che si è interessato, anche se molto sommariamente, dei « vulcani estinti di Roccamonfina, Sessa e Tiano ». Le prime accurate osservazioni su queste contrade sono però opera di BREISLAK (1798), il quale mette in evidenza anche la somiglianza strutturale tra gli apparati del Vesuvio-Somma e del S. Croce-Cortinelle.

La questione sull'origine dei vulcani e dei loro prodotti, assai dibattuta nella prima metà del secolo scorso, investe anche il Roccamonfina: PILLA (1814, 1823) ne sostiene la formazione sottomarina, COVELLI (1827) ammette eiezioni subaeree, ABICH (1841) e L. PILLA (1841) indicano nel vulcano di Roccamonfina un esempio tipico di cratere di sollevamento.

Pareri controversi esistono pure sull'origine del « tufo campano »; dopo l'idea di BREISLAK (1798), sostenitore della provenienza di tale vulcanite da « vulcani accesi nel seno del mare e sotto le sue acque », anteriori a quelli che hanno alzato le colline del Roccamonfina, ABICH (1841) e PILLA (1841) ritengono invece che esso provenga nella sua totalità dall'attività del vulcano aurunco e che sia stato successivamente distribuito e livellato uniformemente dalle acque marine.

SCACCHI (1842-1890) approfondisce le ricerche sul « tufo campano », arrivando a due conclusioni molto importanti: la sua particolare ricchezza in fluoro, che lo distingue dagli altri prodotti vulcanici della zona, e l'origine, per eruzioni fangose, da centri locali distinti, posteriori all'attività del Roccamonfina.

Ma la controversia non termina: DEECKE (1891) è ancora per il centro unico di emissione, forse sottomarino, nei dintorni dei Campi Flegrei; la vulcanite deriverebbe dalla polverizzazione di un magma trachitico, avvenuta anteriormente alle manifestazioni aurunche. Per tale centro unico, coperto dai prodotti flegrei, sono ancora FRANCO (1900) e ZAMBONINI (1919), i quali hanno il merito di aver arricchito di dati mineralogici la letteratura di questa ignimbrite.

Le prime concrete indagini sul Roccamonfina vedono la luce verso la fine del secolo scorso, per opera di BUCCA (1886) e di MODERNI (1887). Il primo, con l'esame petrografico di una trentina di campioni, pone le basi per lo studio geologico d'insieme del vulcano, che viene condotto a termine l'anno successivo, dal MODERNI.

BUCCA distingue le lave in: leucitiche (leucititi, tefriti leucitiche e leucitofiri) e non leucitiche (basalti, andesiti augitiche e trachiti) ed osserva come dalle lave leucitiche « l'acidità sia cresciuta sino alle trachiti, quindi diminuita un'altra volta colle andesiti ed infine si sia chiusa con i basalti ».

MODERNI, sulla base di queste conclusioni petrografiche, divide l'attività vulcanica in tre grandi epoche o fasi diverse che, dalla natura dei materiali riversatisi alla superficie, indica come: leucitica, trachitica e basaltica. La prima, inoltre, viene suddivisa in due periodi: il più antico caratterizzato dalla leucitite ed il secondo dalla tefrite leucitica; le fonoliti leucitiche e le trachiti leucitiche rappresentano, con le trachiandesiti, i prodotti lavici della seconda fase. L'autore riconosce poi numerosi coni eccentrici, distribuiti, a seconda dei loro prodotti, nelle tre fasi di attività vulcanica e formula una interessante ipotesi sui conglomerati lavici, attribuiti a « colate di fanghiglia e di rottami ... in seguito a piogge torrenziali ».

Circa il « tufo grigio litoide », attribuito alla prima fase leucitica, MODERNI distingue un « tufo aereo », depositato nelle incisioni vallive che solcano il cono vulcanico, ed un « tufo rimescolato », con grosse pomice nere, che ha il suo imponente deposito nella pianura, alla base dei monti calcarei di Mondragone, Sparanise e Caserta. I tufi grigi, che ricoprono il fondo del cratere centrale e che si adagiano sulle falde occidentali del M. S. Croce, sono invece considerati prodotti della terza fase di attività vulcanica.

Ancor prima del BUCCA, alcune lave del vulcano aurunco erano state analizzate da vom RATH (1873); in seguito ulteriori ricerche petrografiche vengono compiute da WASHINGTON (1897, 1920), da GROSSE (1908, fide PANICHI 1924) e da GALDIERI (1913).

Nel 1924 compare l'importante memoria di PANICHI, che costituisce la sintesi delle ricerche petrografiche precedenti e la base dei moderni studi sulle vulcaniti della zona. Egli, contrariamente a MODERNI, include fonoliti e trachiti leucitiche in una prima serie « leucitica o a carattere alcalino » ed

unifica trachandesiti e basalti plagioclastici in una seconda serie « non leucitica o alcali-calcica », osservando che l'inizio della seconda fase precede probabilmente, almeno in parte, il chiudersi della prima.

Solo vent'anni dopo, ulteriori ricerche petrografiche vengono portate a termine da SEIFERT (1941), il quale approfondisce ampiamente l'esame della lava basaltica di La Cerchiara e tenta una ricostruzione dell'evoluzione magmatica delle vulcaniti del Roccamonfina.

Sul vulcano aurunco sono state compiute, in questi ultimi anni, intense ricerche che interessano argomenti di carattere generale, come l'evoluzione magmatica, o prendono in esame la genesi di singole formazioni o i caratteri chimico-petrografici di limitati settori dell'apparato vulcanico.

Tra i primi sono da citare AREVALO CARRETERO, BURRI & WEIBEL (1962) che, utilizzando nuove analisi, distinguono tre serie di rocce in base al diverso grado di silicizzazione, elaborando uno schema dell'evoluzione magmatica del Roccamonfina nel quadro delle caratteristiche petrochimiche della regione aurunca.

Tra gli altri: AIELLO (1962, 1963) con studi sul settore meridionale del vulcano; GIANNETTI (1964, 1965, 1966) che si interessa delle manifestazioni eruttive della caldera e del loro inquadramento nella sottoprovincia magmatica aurunca; TEDESCO (1965) che esamina la natura e la genesi delle colate di fango e delle « colate piroclastiche », poste in relazione con lo sprofondamento della caldera, e le caratteristiche dell'ignimbrite della fase finale; STANZIONE & DE' GENNARO (1968) che rilevano i dintorni del Colle Friello.

Misure di radioattività, di età assoluta e di gravità vengono illustrate, rispettivamente, da: CIVETTA, GASPARINI & RAPOLLA (1966); EVERNDEN & CURTIS (1965) e GASPARINI (1965, 1969).

Sul « tufo grigio campano » e sulle « forme crateriche » esistenti tra Mondragone e Vairano le ultime pubblicazioni sono di SCHERILLO e collaboratori (1965, 1966, 1968), STANZIONE (1966) e DI GIROLAMO (1968).

SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

Il Roccamonfina costituisce un esempio di vulcano composto, originatosi in due fasi successive, nettamente distinte nel tempo e diverse per la qualità dei prodotti.

La prima fase (costruzione del vulcano-strato) è caratterizzata da prevalente attività effusiva (centrale e laterale), con emissione di lave leucitiche (tefriti, fonoliti, basaniti), e da limitatata attività esplosiva. Lo sprofondamento vulcano-tettonico della zona terminale del primitivo vulcano-strato ne segna la fine.

La seconda fase inizia con la messa in posto di domi endogeni (M. S. Croce, M. Lattani), che sostituiscono il vulcano-strato interno presente generalmente nei vulcani composti. L'attività di questo secondo periodo non si limita alla caldera centrale, ma si sviluppa anche in bocche eccentriche, specialmente sui fianchi N e S del vulcano, con prodotti prevalentemente latitici e trachibasaltici o basaltici, caratterizzati cioè dall'assenza di leucite.

Prevalentemente concentrato nell'intervallo tra la prima e la seconda fase e dopo lo sprofondamento calderico, si instaura un regime esplosivo intermittente centrale, che determina le colate di materiale piroclastico diffuse soprattutto sul versante orientale. Parte di queste colate sono state originate anche prima e indipendentemente dallo sprofondamento suddetto, con meccanismo completamente diverso al quale accenneremo in seguito.

Le ignimbriti trachifonolitiche, posteriori a tutti i prodotti del Roccamonfina, non debbono essere considerate come il prodotto di una terza fase di questo apparato vulcanico, sia per la loro diffusione, sia per le modalità di emissione, legate a numerosi centri locali; esse rappresentano perciò un fenomeno indipendente dall'evoluzione del vulcanismo aurunco.

EVOLUZIONE MAGMATICA

Il Roccamonfina appartiene, da un punto di vista petrografico, alla provincia magmatica campana comprendente le isole Ponziane, Ischia, Procida, i Campi Flegrei e il Vesuvio (BURRI 1948, 1961).

I prodotti lavici, come abbiamo accennato, sono suddivisibili in due grandi serie: lave contenenti leucite — sia in fenocristalli, sia nella pasta di fondo — e lave senza leucite.

Le lave con leuciti, appartenenti alla prima fase di attività vulcanica, cioè precedenti al collasso vulcano-tettonico che diede origine alla grande

caldera centrale, sono sottosature e comprendono le tefriti leucitiche del vulcano-strato e altri prodotti lavici (fonoliti leucitiche, basaniti leucitiche, ecc.), con grado di silicizzazione maggiore o minore rispetto alla tefrite leucitica, ma sempre sottosaturi.

Le lave senza leucite, appartenenti alla seconda fase, sature o debolmente sovrassature, sono rappresentate dalle latiti, dai trachibasalti e dai basalti delle ultime manifestazioni effusive.

Per spiegare questa evoluzione magmatica AREVALO CARRETERO, BURRI & WEIBEL (1962) ammettono un magma primario trachibasaltico (RITTMANN, 1948), da cui, per desilicizzazione dovuta a sintesi di rocce carbonatiche seguita da una normale differenziazione gravitativa, si sono originate le diverse lave leucitiche sottosature, comprese nel primo periodo di attività del Roccamonfina e costituenti il vulcano-strato.

Dopo lo sprofondamento della sua porzione apicale, la penetrazione di magma primario non desilicizzato, ma solo debolmente differenziato gravitativamente, ha dato la latite di M. S. Croce-M. Lattani e, come ultima manifestazione, i trachibasalti olivinici che rappresentano quindi effusioni di magma primario.

MARINELLI (1967) suppone che tutti i magmi potassici saturi o sottosaturi, legati all'attività tettonica quaternaria tardo-orogenetica della parte occidentale della catena appenninica, provengano da differenziazione per « filtrazione » di un magma di anatesi: cioè da una concentrazione progressiva di alcuni ioni, dotati di maggiore mobilità, nella parti superficiali del magma. Questo magma, di composizione compresa tra latitico-femica e trachitico-femica, forse anche leggermente sottosaturato⁶⁾, ha in seguito subito delle differenziazioni gravitative dando, al limite, delle trachiti chiare da un lato e delle trachiandesiti molto ricche di femici dall'altro; fenomeni di desilicizzazione, legati alla sintesi carbonatica, danno invece origine ai vari tipi di rocce leucitiche.

In definitiva, per MARINELLI, sia le trachiti che le rocce leucitiche del vulcanismo potassico degli Appennini sono dovute alla differenziazione

⁶⁾ Questo magma sarà anche arricchito in tutti gli elementi pneumatolitici in traccia, tipici dei magmi acidi (Fl, Bo, U, Be, Th e Zr), come è stato constatato nella rocce della Toscana.

complessa di un magma di anatesi e fanno parte dello stadio tardo-orogenetico, o susseguente, dell'evoluzione della catena appenninica. I diversi gradi di differenziazione dipenderebbero solo dalla profondità del bacino di alimentazione e dalla storia geologica della regione.

MORFOLOGIA

La morfologia del vulcano di Roccamonfina testimonia l'evoluzione dell'apparato vulcanico. Il Somma⁷⁾, che secondo calcoli approssimativi raggiungeva forse un'altezza di 1700-1800 m s.l.m., è conservato principalmente sul lato occidentale e meridionale del Roccamonfina, mentre sugli altri lati resta unicamente qualche relitto più o meno esteso.

La caldera del Somma residuo, di forma ellittica, si allunga per circa 5 chilometri in direzione NW-SE, a quota 600 circa (Piana di Pratolongo, corrispondente al massimo livello dei depositi intracalderici estesi per circa 25 Km²).

Da Taverna S. Antonio al P.te ai Grottoni (F^o 172) l'orlo della caldera ha una forma quasi perfettamente semicircolare; verso l'esterno i suoi fianchi scendono più o meno dolcemente, mentre verso l'interno, in direzione dell'atrio, esso è delimitato da una ripida scarpata, corrispondente probabilmente al piano di distacco dello sprofondamento.

Nell'interno della caldera si eleva un doppio domo latitico, le cui due cime (M. S. Croce, M. Lattani) raggiungono rispettivamente 1006 e 810 m s.l.m.

Sui fianchi esterni del Somma-Roccamonfina si osservano numerosi coni avventizi eccentrici, che presentano una morfologia più o meno evidente a secondo dell'età e dello spessore della eventuale copertura piroclastica. Spiccano morfologicamente nel paesaggio i coni di scorie di Colle Friello e M. Tuororame a N, Terracorno, M. Atano e M. Lucno ad E, M. Aùto e Colle Lupara a SSE, M. di Mass. Porcareccia (tra Sipicciano e Fatt. Vallemarina) e M. Brecciuciole (a SO di M. La Frascara) ad W ed i domi

⁷⁾ Per brevità, con questo nome viene indicato l'apparato del vulcano-strato tefritico leucitico.

di lava fonolitico-leucitica di M. S. Antonio a N, M. Casi e M. Canneto a SE, M. Ofelio a SW, M. di Fatt. Vallemarina e M. Castello (tra Cescheto e Le Vigne) ad W.

Le colate di fango, dovute all'attività esplosiva della caldera, particolarmente numerose e potenti sui lati N, E e S del Roccamonfina, e successivamente le colate ignimbratiche tardive modellano ed appiattiscono, talora notevolmente, l'antica accidentata morfologia.

ETÀ RELATIVA ED ASSOLUTA

L'inizio dell'attività vulcanica del Roccamonfina non è databile con precisione in base al solo esame degli affioramenti. I depositi sedimentari più recenti ricoperti dalle formazioni vulcaniche sono le alternanze argilloso-sabbiose del Miocene superiore (a NW di Carinola, F° 172); non si osservano rapporti diretti con l'affioramento pliocenico più vicino, situato presso S. Ambrogio sul Garigliano (F° 160).

Con i dati di alcune trivellazioni profonde, eseguite per ricerca di idrocarburi presso la foce del Volturno, si può far risalire l'inizio dell'attività vulcanica del Roccamonfina al Quaternario antico; infatti questi sondaggi hanno attraversato 700 m di vulcaniti, senza soluzione di continuità con il vulcanismo superficiale, con intercalazioni di depositi riferibili ad un Quaternario lagunare-salmastro.

Sembra però che la piana del Volturno sia stata interessata da una certa attività vulcanica fin dal Pliocene. Infatti tra 1500 e 1900 m circa, cioè dopo 800 m di formazioni quasi esclusivamente sedimentarie, i sondaggi hanno attraversato altri depositi vulcanici, nettamente separati dalle vulcaniti precedenti e intercalati in una formazione argilloso-sabbiosa sicuramente pliocenica. I dati in nostro possesso sono però troppo scarsi per permettere di intravedere i rapporti spaziali e temporali fra questo vulcanismo pliocenico e l'attività del Roccamonfina.

Per la datazione della chiusura dell'attività vulcanica della zona, DEVOTO (1965), in base all'osservazione che l'ignimbrite trachifonolitica ricopre i depositi lacustri del glaciale Riss e le alluvioni antiche dell'interglaciale Riss-Würm della bassa valle del Liri e ne colma le profonde incisioni,

attribuisce le ignimbrite al glaciale Würm, anche perché, dopo la loro messa in posto, si è avuta solo la fase di alluvionamento e terrazzamento olocenica.

Nella parte basale della conoide del Rio Rava, sovrapposta all'ignimbrite (a SE di Mignano Montelungo, F° 161), sono stati ritrovati due strumenti di selce, di circa 2 cm di lunghezza e scheggiati su entrambi i lati, attribuiti al Paleolitico superiore (BRANCACCIO 1968). Considerazioni di carattere geomorfologico e climatologico, confortate dalla datazione di questi due strumenti, fanno risalire la fase di deiezione del torrente al tardo Würm e permettono quindi di confermare l'attribuzione al Würm dell'effusione ignimbratica.

In questi ultimi anni sono state eseguite alcune misure di età assoluta sui prodotti del vulcano di Roccamonfina.

Per una delle prime colate di basanite leucitica della zona di S. Maria di Mortola (F° 160), sul Garigliano, GASPARINI (1969) ha stabilito, col metodo K-Ar, un'età assoluta compresa tra 1.070.000 e 1.260.000 anni; le prime manifestazioni affioranti del vulcano aurunco risalirebbero quindi al « Warm Villafranchian » o al « Great Günz » di ZUBAKOV (1966) e al Günz di EVERNDEN & CURTIS (1965). Questi due ultimi autori e GASPARINI attribuiscono a due campioni di tefrite leucitica del vulcano-strato 368.000 e 460.000 anni rispettivamente; la costruzione del vulcano-strato risalirebbe quindi al glaciale Mindel o all'interglaciale Mindel-Riss di EVERNDEN & CURTIS o al « Great Mindel » di ZUBAKOV.

Infine, una conferma dell'attribuzione al Würm della ignimbrite può aversi indirettamente se, come pare probabile, esiste una relazione temporale con il restante « tufo grigio campano ». Infatti CURTIS (1966) ha ricavato con il metodo K-Ar una datazione di 30.000 anni per il « tufo nero di Sorrento ».

STRATIGRAFIA

In questo capitolo si descrivono brevemente i prodotti del vulcano aurunco suddividendoli nelle due grandi fasi tefritico leucitica e latitico-basaltica, secondo lo schema dell'evoluzione magmatica dell'apparato stesso.

Dopo l'esame della tefrite leucitica, il più diffuso ed importante elemento

del primo periodo di attività, vengono prese in considerazione le altre lave leucitiche che hanno caratteristiche chimico-petrografiche molto simili ad essa, e le piroclastiti petrograficamente o stratigraficamente esclusive dell'attività leucitica.

In un paragrafo successivo vengono raggruppate ed esaminate le piroclastiti la cui messa in posto è perdurata, con modalità analoghe, durante tutta l'attività del Roccamonfina o che presentano caratteri macroscopici e giaciture simili, legati all'attività esplosiva di ambedue le fasi, possedendo nell'insieme un campo di variabilità petrografica molto ampio, anche se nei singoli affioramenti ben definito.

Seguono quindi, nell'ordine, i prodotti lavici e le piroclastiti del secondo periodo.

La stratigrafia vulcanica viene chiusa dalla descrizione delle ignimbriti (« tufo grigio campano »).⁸⁾

Lave della I fase:

Tefrite leucitica (βt), (βtc).

L'ossatura del Roccamonfina è costituita praticamente dall'alternanza di innumerevoli colate di tefrite leucitica e di piroclastiti. Esse innalzano un tipico vulcano-strato, inteso secondo l'accezione corrente del termine, perfettamente riconoscibile nei fianchi occidentali e meridionali dell'edificio vulcanico; a settentrione e ad oriente la ricostruzione dell'apparato tefritico può essere completata solo mediante alcuni lembi residui e limitati affioramenti nel fondo delle incisioni.

Le colate di tefrite leucitica raggiungono generalmente una distanza di una diecina di chilometri dal presunto condotto centrale, sia dalla parte integra dell'edificio (W e S), sia dalla parte sprofondata (N e E), e provengono quasi esclusivamente da esso.

⁸⁾ È opportuno avvertire che molti piccoli affioramenti lavici, piroclastici e ignimbritici non sono stati riportati sui fogli geologici, data la limitata scala della carta. La semplificazione è più spinta nel foglio 172 Caserta, dove, tra l'altro, sono state unificate le diverse colate piroclastiche ed i materiali grossolani o sottili di esplosione.

Non mancano però anche esempi di bocche eruttive eccentriche, i cui prodotti, non costituenti sempre entità morfologiche distinte, sono rappresentati da scorie, lave scoriacee ed a corda e da brandelli di lava compatta, minutamente vescicolata, con numerosi cristalli di leucite (βtc). Rientrano in questo gruppo i centri eruttivi dei dintorni di Fontanaradina-Li Paoli e di Cescheto-Fatt. Vallemarina (F^o 171), quelli a N di Mass. Robetti (strada Roccamonfina-Sipicciano) ed al P.te ai Grottoni (F^o 172) ed infine il piccolo cratere tra Fosso Pisciareello e Mass. Volpara (F^o 171).

Le caratteristiche fisiche delle tefriti leucitiche hanno un campo di variabilità piuttosto ampio. Si osservano, infatti, tefriti leucitiche diverse per colore, da grigio chiaro a nero, per tenacità, per compattezza, per frequenza e per dimensioni dei fenocristalli di leucite, di diametro anche superiore ai 5 cm, come nei dintorni di Tuoro e Valogno (F^o 172).

In generale la roccia si presenta grigio scura, tenace ed omogenea, con segregazioni leucitiche (5-15 mm), vitree e trasparenti, disseminate irregolarmente nella massa. Come esempi tipici si possono prendere le lave dei dintorni di Vezzara (F.i 171-172), di S. Maria a Valogno (F^o 171), della strada Ponte-Roccamonfina (F.i 171-172) e di Preta (F^o 172).

In essa sono visibili anche segregazioni di pirosseno verde nerastro (in prevalenza augite), di feldspato aghiforme e di biotite lamellare; sono frequenti i granuli di magnetite; rari i cristalli di olivina.

Localmente però, la lava può essere così gremita di leucite, delle dimensioni di una nocciola, da costituire quasi un agglomerato di cristalli, tenuto assieme da pochissima matrice, come sulla strada Orchi-Conca della Campania, a S. Leuterio (F^o 172), a Ponte (F^o 171) e, in generale, sul bordo occidentale della caldera; oppure può avere una pasta compatta uniformemente cosparsa da un ingente numero di cristalli, di dimensioni però assai limitate, come presso S. Carlo (F^o 171) o Conca della Campania (F.i 161-172).

Nell'interno delle leuciti di maggiori dimensioni è facile rinvenire, come inclusi, cristalli di pirosseno (prevalentemente augite), granuli di magnetite e di sodalite, oppure piccole concentrazioni di tali minerali, ai quali possono associarsi feldspati (in gran parte plagioclasti basici) e pezzetti di fuso vetrificato.

Nelle lave alterate, questi cristalli, da vitrei e trasparenti che erano, diventano opalini ed acquistano un colore bianco latte, talora trasformandosi completamente in analcine.

Al microscopio la roccia può presentarsi come un ammasso di cristalli di leucite, generalmente a spiccata geminazione polisintetica, con interstizi pieni di tritume augitico e di aciculi di feldspato, oppure, se la leucite è scarsa, come una fitta trama di aghi feldspatici, labradoritici e secondariamente andesitici, con disseminati piccoli cristalli di augite.

Secondo PANICHI (1924), in alcune colate presso Rio Pisciareello (F^o 171) e a P.te ai Grottoni, sulla sponda sinistra del Rio della Selva (F^o 172), si trovano anche minuti prismetti di nefelina; la notizia però non è confermata dalle ultime ricerche di GIANNETTI (1965).

La presenza, sempre assai limitata, di cristalli di sanidino conferisce alla lava un carattere fonolitoide, come nei dintorni di Marzano Appio (F^o 172); la scarsità di segregazioni feldspatiche ed il concomitante aumento di leucite fanno tendere la tefrite leucitica a leucitite come ad W di Orchi (sulla strada per Roccamonfina), ad E di Sassi (F^o 172) e a S di S. Martino (F^o 171); infine la presenza di olivina conferisce alla lava carattere basanitico come a NE di San Carlo o nei dintorni di Fatt. Vallemarina (F^o 171). Queste variazioni petrografiche sono numerose ed irregolarmente alternate con la tefrite, senza seguire un particolare schema evolutivo o rigorose successioni cronologiche.

Fonolite leucitica (τ).

Le fonoliti leucitiche affiorano in cupole di ristagno, raramente accompagnate da colate di limitata estensione, come a Fatt. Vallemarina (F^o 171) e a Tora (F^o 161).

Questi domi hanno una distribuzione geografica molto irregolare; è però possibile riconoscere un ordinamento circumcalderico, rappresentato dai Monti di Tuoropiccolo, Capitolo, S. Maria e S. Antonio (F^o 172), mentre le cupole di M. Ofelio (F^o 171), M. Casi e M. Canneto (F^o 172) sono decisamente eccentriche.

Le fonoliti sono state emesse in vari momenti del primo periodo del-

l'attività vulcanica; infatti alcuni domi affiorano al di sotto delle colate tefritiche, mentre altri sono ad esse sovrapposti.⁹⁾

Al primo gruppo appartiene il domocumulo di Colle Alto (F^o 172), lungo la strada Roccamonfina-Sipicciano, chiaramente sottostante alle colate tefritiche, con l'intercalazione di qualche metro di piroclastiti a chimismo tefritico. Nella parte sommitale del domo un'evidente fascia di alterazione, più o meno potente, indica che tra l'emissione del domo fonolitico e la sovrapposizione della colata tefritica è trascorso un intervallo di tempo abbastanza lungo.

Anche i domi fonolitici di M. Sferracavallo sulla strada Roccamonfina-Ponte, di M. S. Maria sulla strada Roccamonfina-Marzano Appio e di M. S. Antonio sulla strada Roccamonfina-Conca della Campania (F^o 172), sono sottoposti, tramite qualche strato di piroclastite tefritica, a colate tefritiche.

Chiaramente sovrapposti alle colate di tefrite sono invece i domi di M. Castello, tra Vigne e Cescheto, e di M. di Fatt. Vallemarina (F^o 171), la colata di Tora, lungo la strada ad E di Conca della Campania (F^o 161), ed il domo di M. Casi (F^o 172) che, presso la sorgente Iamonte, ha termometamorfoso i tufi tefritici sottostanti.

Non è stato possibile determinare con sicurezza la posizione stratigrafica dei domi di M. Tuoropiccolo, Capitolo e M. Ulici (F^o 172), allineati lungo il bordo orientale della caldera. In ogni modo, la sovrapposizione dei depositi lacustri intracalderici e di alcune colate di (tt) a queste fonoliti, dimostra l'appartenenza di esse ad un periodo effusivo forse abbastanza tardo, ma sicuramente precedente alle ultime manifestazioni latitico-basaltiche della caldera.

La posizione periferica del domo di M. Ofelio può far pensare ad una effusione indipendente dall'apparato vulcanico vero e proprio, come espressione di un magmatismo localizzato; anche le caratteristiche petrografiche di questa lava, che pur avendo molti caratteri fonolitoidi viene considerata da alcuni autori come una trachite, sembrano confermare un'evoluzione

⁹⁾ Nessun elemento è emerso a favore dell'ipotesi di MODERNI (1887) secondo la quale le cupole possono essere di intrusione posteriore alle tefriti leucitiche.

indipendente dall'apparato centrale. In ogni modo, il domo di M. Ofelio fa parte dei prodotti vulcanici basali, pretefritici, in quanto sottoposto e circondato da sottili piroclastiti e colate di fango di natura tefritico-leucitica.

La fonolite, ruvida al tatto, più o meno granulare ed a frattura scheggiata, ha una colorazione da grigio cenere a cerulea; si nota spesso una tendenza superficiale alla esfoliazione cipollare o ad una suddivisione per sinclasi, generalmente subverticali e orizzontali, in grossi blocchi di roccia compatta, tenuti insieme da lava incoerente e friabile, come, per esempio, a Colle Alto, M. Tuoro-Piccolo, M. Casi (F° 172), ed al M. di Fatt. Vallemarina (F° 171). In superficie è molto spesso alterata e ridotta ad uno sfaticcio sabbioso grigiastro, gialliccio o rosso violaceo, con fenocristalli di sanidino lattei e parzialmente disgregati, come a M. Ofelio (F° 171), M. Casi, M. Tuoropiccolo e Colle Alto (F° 172).

Sono generalmente ben visibili grosse segregazioni vitree e lucenti di sanidino, prismetti e puntolini scuri pirossenici, lamelle marroni di biotite e talora grandi quantità di microliti di leucite alterata, come in località Sferracavallo (F° 172). A volte, nella parte superficiale dei domi, i cristalli femici, micro e macroscopici, possono essere particolarmente numerosi, com'è il caso della biotite nell'affioramento di M. Casi o del pirosseno nella vulcanite di M. Ulici (F° 172). I femici possono presentarsi in concentrazioni melanocrate, come a M. Castello (F° 171), risolvibili al microscopio in ammassi di augite, biotite, orneblenda, magnetite e clorite in un fondo incolore formato da microliti di plagioclasio e da una pasta vetrosa otticamente irrisolvibile. Sempre nelle zone superficiali, come per es. nelle colate di Tora (F° 161) e di M. Castello (F° 171), compaiono anche granuli di leucite, generalmente analcinizzata, mentre in altri casi, per es. a Capitolo e M. Ulici (F° 172) i fenocristalli di sanidino possono scomparire.

Al microscopio la fonolite presenta generalmente struttura porfirica olocristallina o raramente ipocristallina, con tessitura isotropa; i fenocristalli, sempre presenti e più abbondanti, sono di sanidino, in lamine prismatiche idiomorfe molto allungate, frequentemente geminati secondo Carlsbad. Nella pasta di fondo sono presenti in varie proporzioni: sanidino, leucite, plagioclasio, pirosseno augitico ed egirinaugitico e qualche granulo di magnetite.

Basanite leucitica ($\beta 1^1$), ($\beta 1^2$); *tefrite leucitica a biotite* (βtb^1), (βtb^2); *leucitite* (βle); *leucitite olivinica* (βlo).¹⁰

Queste lave, caratterizzate dalla presenza di leucite microscopica, e solo molto raramente in fenocristalli, sono state riunite in un unico gruppo, sebbene i loro rapporti stratigrafici rispetto alla tefrite leucitica del vulcano-strato non siano costanti.

Alcune di esse, nonostante affiorino in posizione distale, sembrano provenire direttamente dal condotto principale del vulcano-strato; altre, originate da effusioni eccentriche, hanno solo dubbi rapporti con esso; un terzo gruppo, infine, costituisce differenziazioni laviche periferiche, certamente indipendenti dall'attività centrale.

Le effusioni laviche eccentriche, specialmente in corrispondenza del fianco occidentale del vulcano, provengono spesso da apparati perfettamente isolati e chiaramente riconoscibili; sul versante orientale, invece, i centri effusivi sono spesso di non facile individuazione, in quanto più o meno ricoperti dai prodotti vulcanici successivi, sia centrali che eccentrici.

Basanite leucitica ($\beta 1^1$), ($\beta 1^2$).

La basanite leucitica inferiore ($\beta 1^1$) fa parte integrante, con buona probabilità, del vulcano-strato; essa affiora nel settore NW, lungo la valle del Garigliano, tra S. Maria di Mortola (F° 160) e la centrale elettrica (Mass. Mancino) (F° 171), in 3 o 4 colate sovrapposte dello spessore medio di una diecina di metri, intercalate nelle tufiti basali (It), su un'altezza complessiva di circa 100 m.

Questa lava, ricoperta superficialmente da una sottile crosta di ossidazione generalmente rossiccia e ruvida al tatto, appare costituita da una pasta di colore grigio nerastro omogenea, molto compatta, con piccoli e frequenti fenocristalli di pirosseno e rarissimi fenocristalli di leucite.

¹⁰ Nelle sigle di queste lave, gli indici 1 e 2 indicano rispettivamente vulcaniti precedenti o posteriori alla più intensa attività effusiva tefritico leucitica.

In alcuni casi, come per esempio al Mulino del Fosso Pisciarellino (F° 160), a valle del ponte della strada Galluccio-Garigliano, la roccia, che sembra caratterizzata da un aumento del numero di fenocristalli, presenta una minore compattezza ed una tipica esfoliazione cipollare.

La lava è chiaramente sottostante alla tefrite leucitica (βt); è inoltre sottostante anche alla tefrite leucitica a biotite (βtb^1), mentre non è possibile definirne i rapporti, neanche in modo indiretto, con la fonolite leucitica (τ).

L'esame petrografico mostra una struttura porfirica da ipo ad olocristallina, tessitura isotropa e scarsi fenocristalli di pirosseno augitico, leucite in cristalli a contorno generalmente arrotondato, plagioclasio di tipo labradoritico, olivina ricca in Fe. Nella pasta di fondo predomina la leucite, accompagnata dal plagioclasio sempre di tipo labradoritico (53 % di An) geminato Albite-Carlsbad, dal pirosseno augitico-egirinaugitico e da olivina granulare alterata in hiddingsite; accessorio la magnetite.

La basanite leucitica (βl^2), presenta gli stessi caratteri micro e macroscopici, ma è posteriore alla tefrite leucitica; essa proviene da centri effusivi eccentrici come quelli di Marzano Appio-Maierano-Torello, di Rivolo Chiaie, di Fontanelle-Cappelle-Rio Maiorisi (centro effusivo di Mass. dei Cani) (F° 172), di I Zelloni e di Mass. Starnali-Mass. Creta Rossa (F° 171).

In località Taverna S. Felice (F° 161), circa in corrispondenza del Km 164 della SS 6 Casilina, si rinvengono alcuni effusi lavici addossati alle pendici meridionali di M. Cèsima, immersi in piroclastiti e costituiti da tefrite leucitica con olivina in pasta di fondo. Le caratteristiche giaciture sembrano suggerire una natura di differenziato complesso periferico, indipendente dall'apparato centrale, con cui non è cronologicamente collegabile.

Tefrite leucitica a biotite (βtb^1), (βtb^2).

La tefrite leucitica a biotite (βtb^1), sottostante alle tefriti leucitiche (βt), è rappresentata da una sola colata affiorante nel settore NW del vulcano, lungo il Garigliano (F° 171), sovrastante alle basaniti inferiori (βl^1).

L'aspetto macroscopico della roccia non differisce da quello delle tefriti leucitiche, tranne che per una minor frequenza dei fenocristalli di leucite

ed una notevole quantità di cristalli di pirosseno; l'affioramento è caratterizzato da una struttura colonnare a piccoli prismi subverticali, della larghezza media di circa 10 cm.

Le effusioni cartografabili della tefrite leucitica a biotite (βtb^2), sovrastante alla tefrite leucitica (βt), sono due: una colata, tra S. Maria a Valogno ed il Garigliano, sottoposta a (βl^2) di I Zelloni, e un domo con due piccole colate, tra S. Carlo e Sipicciano (F° 171), senza rapporti stratigrafici con vulcaniti posteriori.

L'analisi petrografica rivela una struttura porfirica ipocristallina ed una tessitura isotropa: rari fenocristalli di pirosseno augitico, talora prevalente rispetto a labradorite e biotite, che spesso si mostra riassorbita, sono immersi in una pasta di fondo in cui prevale la leucite in granuli rotondeggianti, accompagnata da plagioclasio labradoritico (An 55 %) e da scarsi cristalli di augite e di biotite; sono presenti talora anche sanidino ed accessori opachi.

Leucite (βle).

Questa lava affiora nel settore SW del vulcano-strato, lungo il Rio della Selva, tra Sessa Aurunca e Tuoro (F° 171), al di sotto delle piroclastiti (tt^1) e (p); nella zona S, tra Tuoropiccolo e M. Torecastiello (F° 172), intercalata tra le colate di tefrite leucitica; nella zona E, a N di M. S. Maria, sull'orlo della depressione craterica (F° 172).

La roccia è caratterizzata da una pasta compatta molto scura, con rarissimi fenocristalli di leucite. Al microscopio si osservano cristalli di pirosseno augitico, scarsa biotite ed olivina; gli stessi minerali si rinvengono nella pasta di fondo con dimensioni quasi submicroscopiche.

Un affioramento di leucite, completamente separato dal centro vulcanico morfologico e quindi non correlabile con le altre lave del Roccamonfina, si trova presso Presenzano (F° 161), in evidente relazione con la frattura bordiera che delimita verso S i calcari mesozoici di M. Cèsima. La composizione petrografica di questa lava, oltre a leucite ed augite (variamente rapportati tra loro, ma comunque preponderanti) comprende anche fenocristalli di biotite parzialmente riassorbiti, accompagnati, nella pasta di fondo, da labradorite con 45-60 % di An.

Leucitite olivinica ($\beta 10$).

La leucitite olivinica si rinviene solo nella colata di M. Lucno ed è caratterizzata da una composizione petrografica parzialmente diversa dalle altre leucititi (mancanza di plagioclasio, presenza di olivina). Per questo suo carattere di differenziato eccentrico si è ritenuto opportuno indicarla con una sigla propria. La leucitite olivinica è sovrapposta alla tefrite leucitica, tramite tufiti arrossate della formazione (t), come si può vedere sulla sinistra del Savone delle Ferriere, al ponte degli Svizzeri (F^o 172).

Piroclastiti della I fase:

Tufiti basali (It).

Questo complesso tufitico, ben visibile sul versante nord-occidentale dell'edificio vulcanico, rappresenta, con buona probabilità, il più antico prodotto piroclastico affiorante del Roccamonfina.

In località Vaglie (F^o 171), S. Maria di Mortola e lungo il torrente Cocuzzo (F^o 160), la formazione, sovrapposta ad arenarie, argille e marne del Miocene medio (M³⁻²), ha uno spessore di poche decine di metri, mentre lungo la valle del Garigliano, dove si presenta alternata a potenti colate di basanite leucitica ($\beta 11$), raggiunge complessivamente spessori superiori al centinaio di metri, senza che ne affiori la base.

La formazione è caratterizzata da strati di materiali piroclastici, da pelitici a psammitici, generalmente biancastri, grigi e cerulei, dello spessore massimo di 40-50 cm, con rare intercalazioni a granulometria più grossolana prevalentemente di pomici chiare, talora a stratificazione incrociata, e di materiale piroclastico lapideo, rimaneggiato, in giacitura lenticolare.

Al microscopio si possono osservare piccolissimi cristalli di leucite e di minerali femici sparsi nella matrice.

La classazione granulometrica, spesso presente nei livelli psammitici, la stratificazione talora incrociata delle intercalazioni pomicee, la giacitura suborizzontale e la presenza, anche se del tutto secondaria, di tufiti limose a diatomee e di un livello torboso, denunciano una sedimentazione avve-

nuta, almeno parzialmente, in ambiente acqueo. Ciò permette di collegare perfettamente questo complesso con i depositi lacustri della bassa valle del Liri (DEVOTO 1965).

Piroclastiti non attribuite ad una fase particolare:

In questo paragrafo vengono descritti gruppi di formazioni piroclastiche (c), (sc); (t), (t¹); (tt), (tt¹), (tt²), (tt³), (p) che si rinvencono indifferentemente a tutti i livelli dell'attività vulcanica, come prodotti sia del condotto principale che delle bocche eccentriche. Esse non hanno perciò caratteristiche chimico-petrografiche uniformi e rapporti stratigrafici costanti con le lave delle due fasi.

Scorie e lapilli (c), (sc).¹¹⁾

Nel gruppo del Roccamonfina, oltre all'attività collegata con il condotto centrale, si sono avute numerose manifestazioni eccentriche e periferiche. Nei versanti settentrionale ed orientale dell'edificio vulcanico, i loro prodotti non presentano più una tipica morfologia essendo spesso parzialmente ricoperti da piroclastici posteriori. In tal caso l'esistenza di bocche eccentriche è denunciata esclusivamente dall'affioramento di prodotti piroclastici grossolani, che, per le loro dimensioni e la loro giacitura, sono senza dubbio concentrati nelle vicinanze del luogo di emissione. Questi prodotti hanno comunque un volume complessivo di gran lunga inferiore a quello emesso dall'apparato principale ed occupano quasi sempre aree molto limitate.

Con la sigla (c) sono state indicate tipiche scorie di lancio, da rosso mattone a nere, di dimensioni notevoli, generalmente costituenti un insieme incoerente, ma talora saldate fra di loro e, in alcuni casi, passanti a lave scoriacee.

Le scorie sono quasi sempre disposte in accumuli, a forma tronco-conica, con depressione crateriforme centrale e con orlo craterico per lo più debolmente ellittico e spesso più o meno slabbrato.

¹¹⁾ (c) ed (sc) sono stati cartografati separatamente nei F. i 161 e 171, mentre, per esigenze tipografiche, non è stato possibile fare altrettanto nel F^o 172.

Esempi tipici sono il Colle Friello (F° 161) e il M. Atano (F° 172); ugualmente degni di nota, anche se meno integri, sono gli accumuli di scorie nei dintorni di Tuoro (F° 161), di Marzano Appio, di M. Tuororame, di Orchi, di M. Lucno, di M. Aùto, di Colle Lupara, di Forcella, di Corteromana (F° 172), di M. Brecciuole e di Sipicciano (F° 171).

Molto interessante, per la sua posizione periferica ed indipendente rispetto a tutta l'area vulcanica, è il conetto di scorie di Sesto Campano (F° 161), ubicato al Km 12 della S.S. 85, tra Vairano Scalo e Venafro, sul bordo settentrionale del gruppo calcareo di M. Cèsima, probabilmente in rapporto con una faglia.

Intorno ai coni di scorie grossolane si nota spesso un'aureola, più o meno continua e potente, di lapilli sciolti di diametro uniforme e non superiore a 1-2 cm, dai colori molto vivaci, suddivisi in spesse bancate, generalmente non separate da una vera e propria superficie di discontinuità.

A maggior distanza dai centri di emissione, ma sempre connesso alla attività esplosiva, si rinviene il materiale piroclastico più leggero. La formazione perde la sua uniformità litologica ed è costituita in prevalenza da elementi molto sottili o a granulometria sabbiosa e da lapilli, talora gradati, ben stratificati e di colore variante dal giallo al grigio nero. Vi si trovano intercalati anche livelli di piccole pomice e bombe isolate, di natura e grandezza diverse.

Se ne rinvencono forti spessori nei dintorni di Vezzara-Conca della Campania-Tuoro-Tora (F.i 161-172), Orchi-M. Luparelli, Marzano Appio, M. Aùto-Colle Lupara-Forcella, S. Giuliano (F° 172) e Fontanaradina-Corigliano (F° 171).

Lapilli e ceneri (sc) si trovano generalmente sovrastanti ai coni di scorie grossolane, o ne ricoprono i fianchi; in ogni caso il passaggio da un tipo litologico all'altro avviene per variazione granulometrica molto graduale. È spesso possibile perciò stabilire il centro di emissione anche dei materiali più sottili, qualora le bocche di provenienza non si trovino a distanze troppo ravvicinate.

I caratteri petrografici di tutte queste piroclastiti ed i loro rapporti cronostratigrafici con i prodotti del condotto centrale sono naturalmente gli stessi delle lave a cui sono collegate.

Tufiti e paleosuoliti (t), (t¹).

Sotto il simbolo (t) sono raggruppati diversi complessi piroclastici affioranti soprattutto nelle zone periferiche del Roccamonfina, non sempre isocroni tra loro e diversi sia per tipo litologico, sia per l'ordine di successione dei componenti.

Un carattere comune di questi tufi è la prevalenza di cineriti arrossate con pomice sparse giallo-arancio, a pedogenizzazione più o meno spinta, e di materiale piroclastico talora non di deposito primario, con granulometria prossima alle cineriti. Questo tipo di deposito non è limitato ad una sola fase del Roccamonfina, ma si rinviene, con caratteri più o meno simili, intercalato a tutti i prodotti dell'attività vulcanica.

Se ne descrivono brevemente alcuni esempi:

I) Nel settore N dell'apparato (F.i 160-161), alla base dei rilievi mesozoici (M. Camino, M. Cèsima), materiali cineritici più o meno suolizzati si alternano con spesse bancate di detrito calcareo e, subordinatamente, con rari e sottili livelli grigiastri di piroclastiti a granulometria diversa ritmicamente alternata, generalmente grossolana. Le pomice si presentano in rari accumuli di notevole spessore (2-3 m).

II) Sui versanti settentrionale ed orientale (F.i 161-172), in relazione all'attività esplosiva delle manifestazioni eccentriche, e sui versanti meridionale ed occidentale (F.i 160-171-172), in dipendenza dell'attività centrale tefritico leucitica, a cineriti argillificate ed humificate si intercalano piroclastiti varicolori: o lapilli e pomice ad elementi più o meno grossolani ma localmente uniformi, in banchi, o ceneri giallastre e grigio nere, in livelli più sottili, con inclusi di materiale esplosivo più grossolano.

La percentuale di lapilli alternati in (t) aumenta gradualmente avvicinandosi ai centri di attività esplosiva, a scapito dei prodotti di lancio più leggeri e dei componenti base del complesso.

III) Lungo il bordo meridionale ed orientale (F° 172) dell'edificio vulcanico (per es. a Pugliano), alle cineriti e paleosuoliti sono regolarmente

intercalati banchi di pomici biancastre o grigie dello spessore di 0,5-1 m, di deposito primario o di trasporto acqueo.¹²⁾

IV) Sul versante sud occidentale del Roccamonfina (F^o 171), alle paleosuoliti sono intercalate cineriti e sabbie vulcaniche grigio avana, sottilmente stratificate, e straterelli di lapilli sottili, grigi o rossicci, incoerenti (serie tipo: Mass. Piscinola-S. Castrese-Lauro). Le rare bombe presenti nel complesso hanno lasciato caratteristiche impronte di carico (S. Castrese) su questo materiale a granulometria pelitico-psammitica, sedimentato in ambiente lagunare o comunque particolarmente ricco d'acqua.

V) A NW dell'apparato di Roccamonfina (Sipicciano-Mass. Starnali) questo complesso è costituito da tufiti bruno giallognole contenenti una grande quantità di bombe di diversa natura, sia sparse nella massa, sia accumulate in tasche lentiformi, a riempimento di cavità erose nelle tufiti stesse.

VI) All'estrema periferia soprattutto settentrionale ed orientale dell'apparato (F.i 161-172), il complesso (t) presenta una facies prevalentemente alluvionale, con tracce evidenti di paleomorfologie, costituita da materiali piroclastici dilavati dai fianchi dell'edificio vulcanico precedentemente alla messa in posto dell'ignimbrite (i). Per questi caratteri di deposito secondario, nei fogli 161 e 171 questa facies viene contrassegnata con la sigla (f¹), alla quale si rimanda.

Nel F^o 171 con la sigla (t¹) è stato cartografato un complesso, intercalato alle colate di tefrite leucitica del vulcano-strato, costituito da paleosuoli e da livelli di ceneri argillificate, da giallognole a brune, con intercalazioni di prodotti di lancio a granulometria variabile, di natura tefritico leucitica, connessi probabilmente all'attività centrale del Roccamonfina.

Questo deposito, attribuibile sicuramente alla I fase dell'attività vulcanica, presenta in pratica la stessa facies di (t), dal quale è stato tenuto distinto per la natura petrografica e per la posizione stratigrafica ben definite.

¹²⁾ Soprattutto nei complessi III e IV sono state incluse, per esigenze cartografiche, anche le più sottili porzioni distali, incoerenti e talora pedogenizzate, delle colate piroclastiche (p).

Gli affioramenti principali, estesi, ma di spessore sempre piuttosto limitato, si rinvennero lungo il versante sud occidentale di M. La Frascara, nei dintorni di Cescheto e a S di Sipicciano (F^o 171).

Colate piroclastiche: (tt¹) del F^o 171, (tt) dei F.i 160-172, (p) e (tt²) dei F.i 161-171, (tt³) del F^o 161.¹³⁾

In questo paragrafo viene descritto un gruppo di vulcaniti le cui caratteristiche tessiturali e di giacitura denunciano una messa in posto per scorrimento: esse infatti colmano depressioni topografiche, sono livellate in superficie, mancano di stratificazione e di classazione granulometrica, contengono elementi lavici eterogenei e di dimensioni diverse, anche dell'ordine di 1 m di diametro, sempre senza tracce di impronte di carico.

Non è sempre possibile una suddivisione di queste colate in base a criteri cronostratigrafici o petrografici: la loro deposizione, avvenuta a più riprese, ha determinato rapporti molteplici, e non sempre univoci, con le altre vulcaniti del Roccamonfina; la natura caotica delle singole colate e la presenza di cristalli di neoformazione, alterando spesso il chimismo della matrice e delle pomici, generano una vasta gamma di tipi petrografici, solo approssimativamente definibili come tefriti leucitico-fonolitiche, trachiti (DI GIROLAMO, 1968) e latiti.

Per gli scopi pratici della carta geologica, si sono tenute presenti nel rilevamento soprattutto le caratteristiche litologiche macroscopiche delle singole colate e, solo quando sicuramente determinate, anche la loro natura petrografica e la loro posizione stratigrafica, come per le colate (tt¹) tefritico leucitiche ed appartenenti senza dubbio alla I fase, o per quelle (tt³) del cratere di Vezzara, chiaramente comprese tra i prodotti delle ultime manifestazioni del Roccamonfina.

Con il criterio litologico sono state invece distinte le colate più o meno lapidee, grigiastre o giallognole, ricche di inclusi lavici eterogenei e di diverse dimensioni, da quelle incoerenti costituite da una matrice cineritica avana

¹³⁾ Sui F.i 160-171-172 il termine « pyroclastic flow » non definisce un particolare tipo di colata, ma è usato in senso giaciturale per indicare colate caotiche di tutti i tipi. Per esigenze cartografiche, nel (tt) dei F.i 160-172 sono stati compresi anche i termini distinti come (p), (tt¹) e (tt²) nei F.i 161-171.

cosparsa di piccole pomici. In genere, sono tutte costituite da miscele caotiche di ceneri, fanghi ed inclusi lavici e pomicei; il loro grado di coesione dipende da fenomeni più o meno accentuati di autocementazione, per neoformazione di zeoliti cristalline. La presenza di questo minerale non sembra però sufficiente da sola a definire la temperatura delle colate: l'ambiente idrotermale che presiede alla sua formazione può essersi determinato anche per mezzo di soluzioni circolanti, successive alla loro messa in posto. La presenza di zeoliti microcristalline nello scheletro delle pomici (TEDESCO, 1965) può essere, inoltre, di origine primaria e non dipendere quindi dalla temperatura delle colate.

Gli inclusi lavici sono di natura prevalentemente tefritico leucitica e, subordinatamente, leucitica, basanitica e fonolitica. Sono rari gli elementi di lave non presenti in superficie (LACROIX, 1893; PANICHI, 1924), mentre assenti sono le rocce sedimentarie del substrato.

L'individuazione dei diversi luoghi di origine di queste vulcaniti e le diverse modalità di messa in posto porterebbero a distinguerle in quattro gruppi:

- 1) Colate di fango fredde, non collegate ad esplosioni intracalderiche, ma prodotte dallo scorrimento sui pendii di cospicue masse d'acqua, legate ai fenomeni meteorici che spesso accompagnano le manifestazioni vulcaniche.

Il materiale lavico raccolto lungo il percorso è particolarmente caotico e grossolano, fino a risolversi talora in accumuli di grossi elementi sciolti, tenuti insieme da una scarsa matrice cineritica; la natura petrografica di questi elementi, esclusivamente tefritico leucitica nelle colate (tt¹), intercalate alle lave della prima fase, è invece assai più eterogenea per le colate successive (tt² p. p. del F^o 171; tt p. p. del F^o 172).

Le prime affiorano a SE di Ponte e lungo la fascia Corigliano-Mass. Creta Rossa (F^o 171); le altre sulla strada S. Lucia-Gaudisciano, nei dintorni di Magnano e di Casarinoli (F^o 172) e tra Ponte-Aulpi-Sessa Aurunca (F^o 171).

- 2) Colate fredde (p dei F.i 161-171; tt p. p. dei F.i 160-172) e più o meno calde (tt² p. p. dei F.i 161-171; tt p. p. dei F.i 160-172)

di acque e fanghi lacustri provenienti sicuramente dal lago intracalderico, o a seguito di violente esplosioni o per trabocco dal bordo ribassato della caldera, per crolli successivi nel lago stesso di parti del Somma residuo in equilibrio ancora instabile.

Questa origine è deducibile dalla distribuzione areale degli affioramenti che, particolarmente diffusi nei versanti N, E e S dell'apparato, in corrispondenza della porzione ribassata e frantumata dell'orlo calderico — che hanno contribuito parzialmente a ricostruire ed innalzare, colmando le valli adiacenti ai punti di trabocco — sono invece assenti sul versante occidentale, dove il bordo della caldera, mantenendosi integro fino a quote relativamente elevate rispetto alla superficie lacustre, ha costituito un ostacolo insormontabile.

La loro posizione cronostratigrafica è generalmente intermedia tra le lave delle due fasi, ma colate di tale origine si possono rinvenire anche al di sopra delle effusioni basaltiche eccentriche, come a Sipicciano (F.i 160-171).

In questo secondo gruppo rientrano due tipi di colate con caratteristiche litologiche fondamentali molto diverse, ma con una vasta gamma di passaggi gradualmente. Ad un estremo sono le colate fredde, costituite da una cinerite incoerente grigio avana particolarmente ricca di pomici chiare, di dimensioni uniformi sempre inferiori ai 3-4 cm di diametro, e con inclusi lavici costantemente subordinati sia come quantità sia come dimensioni, al massimo di 2-3 cm.

Si rinvenivano particolarmente lungo la periferia dell'apparato, soprattutto nelle zone di Piccilli (F^o 161), Teano-Croce di Casale-Corbara (F^o 172) e Lauro-Rongolisi-Aulpi (F^o 171).

All'estremo opposto sono le colate più o meno calde, grigiastre o giallognole, lapidee, con rare tracce di vacuolarità, e con pomici in quantità sempre subordinata rispetto agli inclusi lavici, eterogenei e a granulometria grossolana, anche se discretamente uniforme. Si rinvenivano, alternate alle precedenti, specialmente sulla strada Sessa Aurunca-Rongolisi (F^o 171), tra M. Torecastiello e Croce di Casale, nei dintorni di Magnano-Campagnola-Ameglio e al Bosco degli Zingari (F^o 172).

3) Colate calde derivanti da fenomeni intracalderici, con caratteristiche intermedie tra una esplosione violenta ed un flusso sufficientemente viscoso, il cui risultato è la messa in posto di una massa cineritica particolarmente ricca di gas e di vapori (tt p. p. del F° 172).

La roccia, lapidea e vacuolare, è costituita da una matrice giallognola di zeoliti microcristalline, contenente pomicette giallo arancio e piccoli inclusi lavici giallastri o azzurrognoli della grandezza di lapilli, di dimensioni uniformi di 1-2 cm.

Per la posizione stratigrafica, generalmente sovrastante le altre colate, esse possono considerarsi tra gli ultimi prodotti di questo tipo di vulcaniti. Gli affioramenti più significativi si rinvengono a Pepuni, Torello (strada Tavola-Campagnola), Poza, S. Paolo e M. Torecastiello (F° 172).

4) Colate calde più recenti, non in relazione con l'attività centrale del Roccamonfina, ma provenienti con ogni probabilità dal cratere di Vezzara, per fenomeni abbastanza simili a quelli del gruppo precedente (tt³ del F° 161).

Si tratta di colate sovrapposte e saldate, separate solamente da un allineamento discontinuo di grosse bombe. La roccia, lapidea e debolmente vacuolare, è costituita da una matrice particolarmente sottile ed uniforme, marrone fulvo, e da rari inclusi, pomicei e lavici, sempre di piccolissime dimensioni. Queste caratteristiche sono ben visibili lungo la strada per Mignano Montelungo e nelle cave abbandonate ad W di Piantoli (F° 161), dove la roccia presenta anche una tipica frattura colonnare.

A monte della strada per S. Clemente (F° 161), avvicinandosi al punto di trabocco, queste colate perdono la loro uniformità, arricchendosi di materiale grossolano ed eterogeneo, sempre però immerso in una matrice giallognola, quasi pelitica, dello stesso tipo.

Cineriti avana (cp).

Nella fascia mediana dell'apparato vulcanico si rinviene una formazione cineritica pomicea collegata alle colate (p), da cui può derivare alcuni dei costituenti litologici.

Essa è formata da ceneri finissime vetrose, bianco avana, per lo più incoerenti, con allineamenti e sottilissimi livelli lenticolari di pomici, spesso a stratificazione incrociata, marcati da una leggera pigmentazione limonitica arancio ocrea. Questi caratteri fanno presupporre una sedimentazione di materiali sottili, prodotti dalle prime esplosioni intracalderiche precedenti le singole colate, e contemporaneamente di materiale cineritico e pomiceo rielaborato da (p) per azione delle acque superficiali.

La formazione rappresenta generalmente la porzione distale o superficiale delle varie colate piroclastiche e spesso inizia con un livello suolizzato ocreo e con un livello di ceneri argillificate grigio avana, in cui sono presenti zonature irregolarmente arricchite limonitico-ferruginose.

Gli affioramenti più estesi ed uniformi si rinvengono nei dintorni di Corbara, di Furnolo-Casale-Gloriani (F° 172) e di Sessa Aurunca (F° 171). I loro spessori sono generalmente assai limitati, a meno di intercalazioni residue di colate piroclastiche.

Lave della II fase:

Latite (v).

Il M. S. Croce (q. 1006) e il M. Lattani (q. 810), che s'innalzano rispettivamente di 400 e 200 m circa all'interno del recinto calderico sulla pianura di Roccamonfina, costituiscono il tipico doppio domo latitico¹⁴⁾ di questo vulcano.

Una depressione colmata di materiale scoriaceo, circa a q. 850 a SE della cima del M. S. Croce, può essere considerata come un cratere di rin-saccamento tra le diverse estrusioni che compongono il domo.

Sempre all'interno della caldera affiorano altre due masse latitiche: la

¹⁴⁾ Sulla natura e denominazione petrografica di questa lava gli autori sono piuttosto discordi. A partire da L. FILLA e da vom RATH, che definivano la roccia di S. Croce come una trachite e da ABICH che la riteneva una trachidolerite, attraverso BUCCA (andesite augitica), WASHINGTON (biotite-vulsinite e poi biotite-latite), e PANICHI (trachidolite), si arriva ad AREVALO C., BURRI & WEIBEL ed a GIANNETTI che la considerano rispettivamente una biotit-augit-latit (vulsinit) ed una latite biotitica.

prima, ad W di Cese, costituisce forse una propaggine, sotto forma di colata, del M. S. Croce, mentre la seconda, in località Riella, sembra derivare da un centro effusivo locale.

Queste lave si presentano compatte, con frattura scheggiata a superfici scabre, di colore variabile dal grigio chiaro al rossiccio violaceo, cosparsa di grosse segregazioni bianche di plagioclasio, di cristalli prismatici di augite scura e di biotite bruna, generalmente idiomorfa.

In sezione sottile presentano struttura porfirico-olocristallina, con termini plagioclasici, prevalentemente labradoritici, e biotite, parzialmente riassorbita, con aureola di magnetite di neoformazione; sono pure presenti rari cristalli di sanidino e di olivina. La pasta di fondo si risolve in un fitto aggregato di microliti e prismetti di feldspato, in massima parte plagioclasico.

Secondo alcuni autori esistono lievi differenze chimico-petrografiche tra le vulcaniti dei due domi, sufficienti a provare l'esistenza di fenomeni effusivi distinti: feldspati ed augite meno abbondanti e talora in fenocristalli di maggiori dimensioni nella latite del M. S. Croce; biotite bruno-verdastra, spesso assai alterata, nella lava dei M. Lattani.

Oltre alle eruzioni interne al cratere di sprofondamento, vi sono eruzioni latitiche eccentriche, con manifestazioni effusive sempre prevalenti sulle esplosive.

Sul versante meridionale di M. Casi (F° 172), dal cono di scorie posto tra sorg. te S. Martino e Mass. Scappucci partono due colate che si allungano per diversi chilometri: esse raggiungono, verso E, quasi Teano e, verso S, la strada provinciale S. Giuliano-Teano. Dal cono di scorie di Corteromana, a SSE del precedente, una serie di colate sovrapposte si spinge fino alla confluenza del Rio Pergola e del Rio Maiorisi nel Rio Persico.

Un'altra grossa effusione eccentrica con tendenza latitica è rappresentata, infine, dall'ampio espandimento di lava che dalle falde settentrionali del Colle Friello si estende fino a Campozillone (F° 161).

La roccia ha sempre un aspetto macroscopico uniforme, è molto bollosa, di colore grigio rossiccio, ricca di segregazioni bianche feldspatiche e brune di biotite, spesso molto riassorbita con produzione di un'ampia aureola di magnetite.

Trachibasalto e basalto olivino (β).

Le ultime manifestazioni effusive dell'apparato aurunco sono di natura basaltica e sono in relazione tanto all'attività centrale quanto a quella periferica. Mentre per l'effusione delle Molare (F° 172), legata all'attività intracalderica, esistono però rapporti stratigrafici diretti con gli altri prodotti della II fase, tale da porla tra le ultimissime manifestazioni del Roccamonfina, non altrettanto si può dire per le vulcaniti eccentriche. Esse infatti sono sovrapposte alla tefrite leucitica del vulcano-strato e a buona parte delle colate di fango e piroclastiche, ma, per la loro eccentricità, sono prive di rapporti stratigrafici diretti o indiretti con le vulcaniti intracalderiche inquadrate nella II fase. Queste effusioni vengono perciò collegate con l'attività basaltica centrale solamente in virtù della loro natura petrografica.

La lava delle Molare¹⁵⁾ (F° 172) ha un aspetto compatto e nero piceo; avvicinandosi al centro di emissione si presenta sotto forma di lava a corda, lava bollosa e scoriacea nera e rossa, e lava a sottili listature grige e nere, dovute a diversa tonalità del colore del vetro, con inclusi indifferenziati più chiari di natura latitica (GIANNETTI 1964). Si è quindi in presenza di materiale dovuto in buona parte ad un'attività di lancio piuttosto intensa, come quella che può derivare da una fontana di lava. A questa attività si possono poi collegare anche le scorie più o meno saldate della valletta tra i domi di M. S. Croce e M. Lattani.

Al microscopio la roccia ha struttura porfirico-ipcristallina, con numerosi prismi allungati di feldspato labradoritico, abbondante olivina e qualche cristallo di augite, immersi in una pasta di fondo scura, risolvibile in microliti labradoritici ed augitici e in granuli di olivina.

La colata che parte da q. 682, sul bordo settentrionale della cinta cal-

¹⁵⁾ Controversa è la definizione di questa vulcanite. In base alle caratteristiche petrografiche ed alla composizione mineralogica fondamentale, la roccia viene classificata come un basalto; la composizione chimica, invece, rivelando un'alta percentuale di silice ed un tenore di potassa predominante su quello della soda, sposta la vulcanite verso termini trachitici. Si tratterebbe perciò di un trachibasalto, lava solo leggermente più basica di quella dei domi di M. S. Croce-M. Lattani.

derica a N di Mass. Robetti (F° 172), giace sulla tefrite leucitica della I fase tramite un livello discontinuo di materiale scoriaceo, marcato da un'au-reola rossastra di cottura.

La roccia è compatta, di colore grigio più o meno intenso, ha una struttura porfirica ipocristallina e presenta un'associazione mineralogica costituita da plagioclasio labradoritico, pirosseno monoclinico e olivina: può quindi definirsi come un basalto olivinic.

La grande colata eccentrica di M. Caruso (F° 172), presso Sipicciano (F° 171), che si estende verso NW fino oltre la strada provinciale Galluccio-F. Garigliano (F.i 160-171-172), pur essendo via via sovrapposta alle vulcaniti della I fase e ad alcune colate piroclastiche di provenienza intracalderica, è tuttavia parzialmente ricoperta da un debole spessore di (p). La sua messa in posto precede quindi le ultime manifestazioni esplosive avvenute nel lago intracalderico.

La lava, generalmente di colore grigio piombo, talora compatta, talora notevolmente bollosa, appare disseminata di segregazioni di olivina verde e di augite nero verdastra. Al microscopio, oltre a questi cristalli, si possono osservare abbondanti lamelle labradoritiche e granuli di magnetite. Dove la lava presenta maggiore abbondanza di feldspati, ha gli stessi caratteri del basalto dell'effusione centrale.

Tra le manifestazioni basaltiche eccentriche, si possono ricordare quelle di Mass. Alboreto (F° 161), di M. Atano, di Mass. Feoli (F° 172) e di M. Brec-cioule (F° 171).¹⁶⁾

Esse sono sempre collegate con notevoli accumuli di materiale scoriaceo nero o bruno rossastro ed hanno caratteristiche macro e microscopiche molto simili a quelle della colata di M. Caruso-Sipicciano: porosità e compattezza, colore grigio nerastro, segregazioni olivino-augitiche, struttura porfirica ipocristallina, associazione mineralogica fondamentale costituita da plagioclasio labradoritico-pirosseno monoclinico-olivina.

¹⁶⁾ Al Colle Friello sono state rinvenute lave trachibasaltiche in blocchi sparsi alla sommità del cratere (PANICHI 1924; STANZIONE 1968), o sulle falde del colle stesso, in località Paterno (AREVALO C., BURRI & WEIBEL 1962).

Piroclastiti della II fase:

Cineriti e sabbie (lac).

Questa formazione lacustre è stratigraficamente ben definita trovandosi nettamente sovrastante alle colate di cineriti pomicee (p), coeva a buona parte dei prodotti dell'attività esplosiva del cratere di Vezzara e della bocca eccentrica di Colle Friello e sottostante solamente alle loro ultime manifestazioni.

Essa acquista particolare importanza ed estensione areale nel settore settentrionale del vulcano (F° 161) e si presenta regolarmente e talora finemente stratificata. Vi prevalgono le cineriti grigio chiare o avana e le sabbie grigie, in strati sottili e ben marcati di 5-10 cm, mentre assolutamente subordinati sono i lapilli e le pomici, sempre di dimensioni inferiori al cm.

Interessanti per i rapporti con i prodotti dei centri circostanti suddetti, sono gli ultimi metri della formazione, lungo la strada Piantoli-Colle Friello o nelle vicinanze immediate. In questa zona le tufiti grigio avana, intercalate a livelli a grana sottile di (sc) proveniente probabilmente dal cratere di Vezzara, sono sottoposte a circa 10 m di lapillo pseudostratificato, nero e marrone, di Colle Friello; avvicinandosi a Piantoli, su finissime cineriti biancastre e varvate, che a poca distanza risultano sottostanti a lapilli e ceneri della attività esplosiva di Vezzara, e tramite un paleosuolo suborizzontale, appoggia il (tt³), che però non mostra purtroppo alcun diretto rapporto con i prodotti di Colle Friello.

Un affioramento interessante, in località Paterno a NE della Mass. di q. 243, mostra i rapporti di questa formazione con la latite di Colle Friello: la lava, oltre che sovrapposta a sedimenti suborizzontali di (lac), qui grossolanamente sabbiosi, riempie anche spaccature subverticali di limitata estensione ed andamento irregolare (larghezza circa 20-30 cm; profondità inferiore al m), presenti nella formazione al momento della deposizione del flusso lavico.

Tufiti e cineriti (tf).

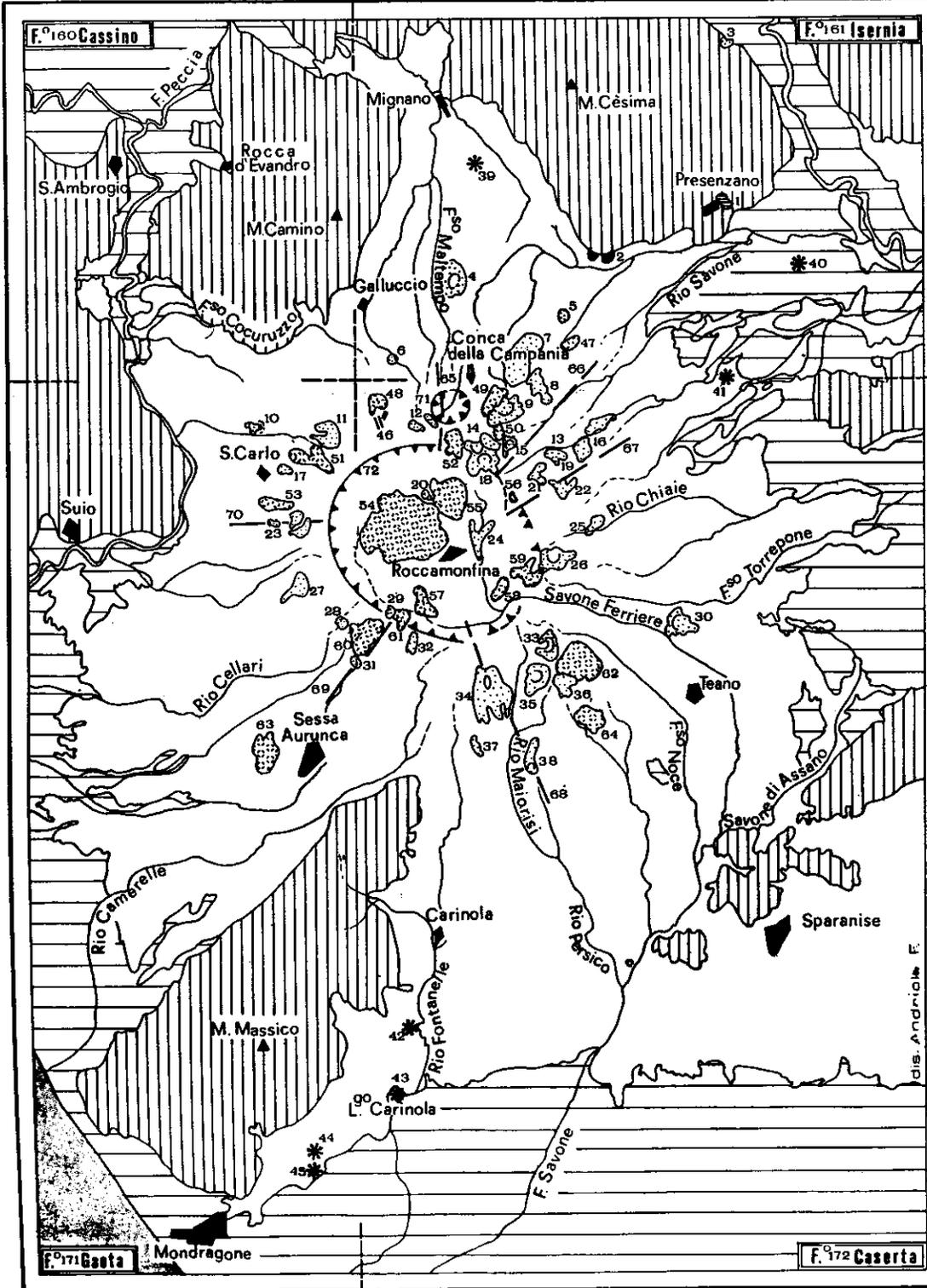
All'interno della caldera centrale (F.i 171-172) si è depositata una mono-

tona successione di materiale a granulometria generalmente pelitico-psammitica, con spessore affiorante superiore al centinaio di metri.

La stratificazione è generalmente suborizzontale o debolmente inclinata verso E; solo sui bordi del bacino assume immersioni locali, variabili da punto a punto.

La serie, ricostruita lungo la carrareccia che da Tuorisichi scende a Torano per i termini superiori e sul sentiero che da Torano sale a M. Torecastiello per quelli inferiori, si può sintetizzare nel modo seguente:

- 1) Tufiti sottilmente stratificate, da grigie a marroni, sovrapposte a livelli con elementi scoriacei che passano lateralmente a scorie nere saldate di natura basaltica (S. Lorenzo); lo spessore è di circa 5-6 m.
- 2) Cineriti avana e brune, non stratificate, cosparse di piccole pomici avana e ocracee talora in sottili livelli lenticolari a stratificazione più o meno incrociata, con pigmentazione rosso arancio limonitica.
- 3) Scorie grigio nere, sciolte o debolmente saldate, con brandelli di lava scoriacea di natura latitica (andesitica: GIANNETTI, 1964). Questo livello si può seguire, senza soluzione di continuità, per oltre 5 km dal ponte a SE del Cimitero di Roccamonfina, sulla strada Roccamonfina-M. S. Maria, fino a Cese; il suo spessore varia da un massimo di 20 m circa, come in questa serie, ad un minimo di 2-3 m presso Garofali-Capitolo.
- 4) Cineriti avana come 2), con piccoli inclusi lavici eterogenei.
- 5) Grosse pomici chiare, fino ad 80 cm di diametro, in banchi lenticolari anche di 3 m di spessore.
- 6) Prodotti di esplosione, a granulometria pelitico-psammitica, grigiastri ed avana, in sottili alternanze; verso il basso, livelli di materiale più grossolano e di pomici chiare; spessore circa 40 m.
- 7) Cinerite giallastra ricca di pomicette ocracee e di piccoli inclusi lavici eterogenei come 4); spessore 10-15 m.
- 8) Cineriti avana come 2); spessore 20-25 m.



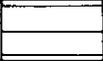
TAV. N.º 1

CARTA MORFOLOGICA DEL ROCCAMONFINA

C. Bergomi - V. Manganelli

-  Centri periferici di emissione.
-  Coni di scorie.
-  Recinti crateriformi; (tratteggiata la parte ricostruita)
-  Crateri di esplosione.
-  Dicchi - filoni.
-  Domi.
-  Fratture radiali.
-  Fratture di sprofondamento concentrico, e loro probabili prolungamenti.

LEGENDA

-  Sedimenti quaternari non vulcanici
-  Vulcaniti
-  Sedimenti pliocenici e pre-pliocenici



Rapp. 1:200000

dis. ANDRIOLLO E.

Centri periferici di emissione

- 1) Presenzano (F⁰ 161)
2) Taverna S. Felice (F⁰ 161)

Coni di scorie

- 3) Sesto Campano (F⁰ 161)
4) Colle Friello (F⁰ 161)
5) Mass. Alboreto (F⁰ 161)
6) I Torazzi (F⁰ 161)
7) Mass. Forcina (F⁰ 161)
8) Tuoro Rosso (F⁰ 172)
9) M. di Orchi (F⁰ 172)
10) Valle Pisciarello (F⁰ 171)
11) q. 680 (F⁰ 171)
12) Selva Pantanella (F⁰ 172)
13) Cardoni — Fosconi (F⁰ 172)
14) M. Luparelli (F⁰ 172)
15) Rio delle Fosse (F⁰ 172)
16) Terracorpò (F⁰ 172)
17) Cescheto-Vallemarina (F⁰ 171)
18) M. Tuororame (F⁰ 172)
19) Torello (F⁰ 172)
20) Molare (F⁰ 172)
21) Maierano (F⁰ 172)
22) Marzano Appio (F⁰ 172)
23) I Zelloni (F⁰ 171)
24) Valleamati (F⁰ 172)
25) Valle Fuscina (F⁰ 172)
26) M. Atano (F⁰ 172)
27) Fontanaradina (F⁰ 171)
28) Ponte — li Paoli (F⁰ 171)
29) I Grottoni (F⁰ 172)
30) M. Lucno (F⁰ 172)
31) Rio della Selva (F⁰ 171)
32) Mass. Feoli (F⁰ 172)
33) M. Aùto — Triuci (F⁰ 172)
34) Mass. dei Cani (F⁰ 172)
35) Colle Lupara (F⁰ 172)
36) Mass. Scappucci (F⁰ 172)
37) Cappelle (F⁰ 172)
38) Corteromana (F⁰ 172)

Crateri d'esplosione

- 39) Castelluccio-S. Antuono (F⁰ 161)
40) Lago di Vairano (F⁰ 161)
41) Lago di Corràe (F⁰ 172)
42) Fossa dell'Annunziata (F⁰ 172)
43) Lago di Carinola (F⁰ 172)
44) Fossa del Ballerino (F⁰ 171)
45) Fossa Barbata (F⁰ 171)

Dicchi — Filoni

- 46) Colle Alto (F⁰ 172)

Domi

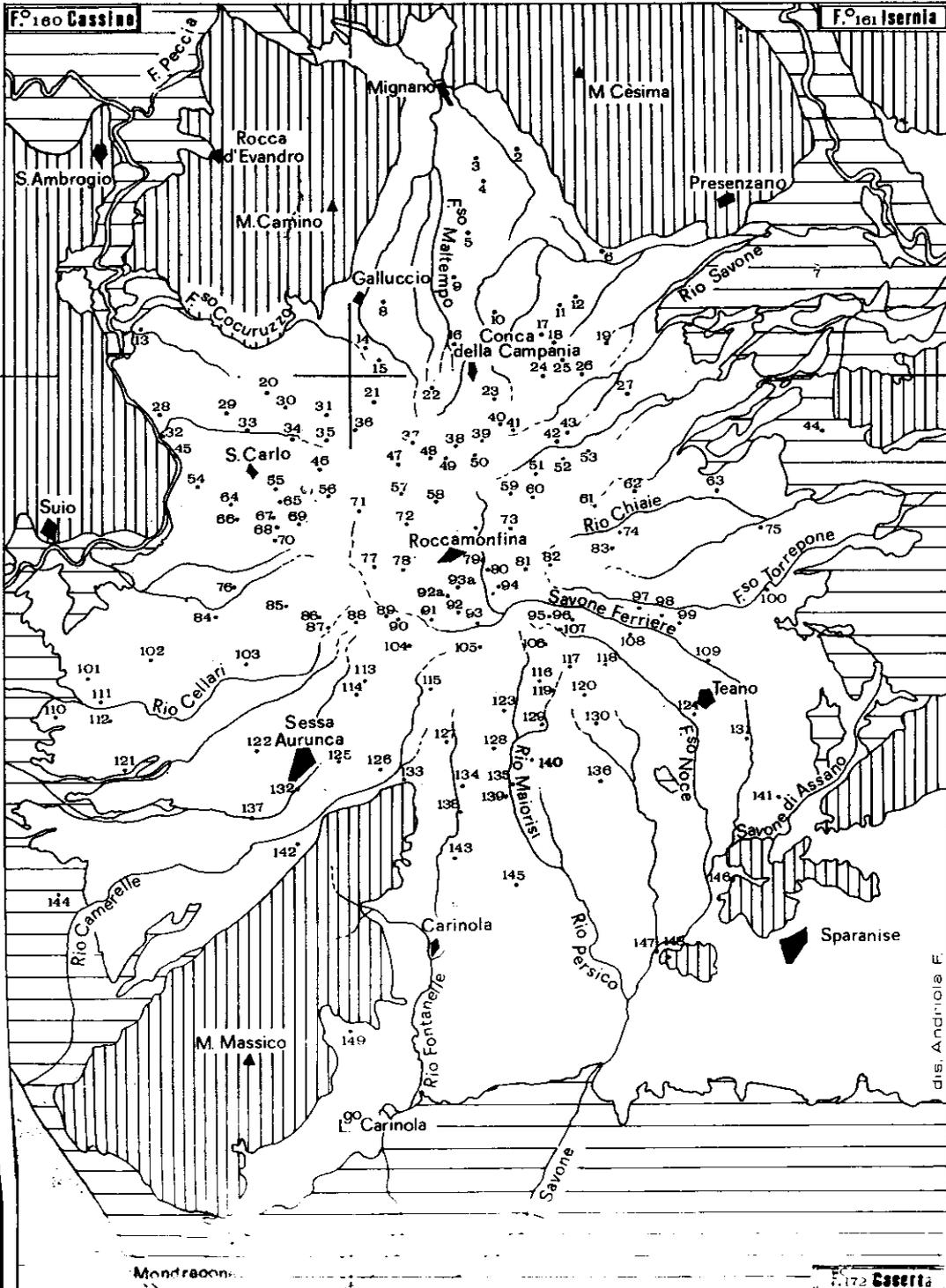
- 47) Tora (F⁰ 161)
48) Colle Alto (F⁰ 172)
49) M. Ulici (F⁰ 172)
50) Rio delle Fosse (F⁰ 172)
51) Fatt. Vallemarina (F⁰ 171)
52) M. S. Antonio (F⁰ 172)
53) M. Castello (F⁰ 171)
54) M. S. Croce (F⁰ 172)
55) M. Lattanti (F⁰ 172)
56) M. S. Maria (F⁰ 172)
57) Le Cese (F⁰ 172)
58) Riella (F⁰ 172)
59) Capitolo (F⁰ 172)
60) M. Sferracavallo (F⁰ 172)
61) M. Tuoropiccolo (F⁰ 172)
62) M. Casi (F⁰ 172)
63) M. Ofelio (F⁰ 171)
64) M. Canneto (F⁰ 172)

Fratture radiali

- 65) Taverna S. Antonio (F⁰ 172)
66) M. Tuororame (F⁰ 172)
67) M. S. Maria (F⁰ 172)
68) M. Torecastiello (F⁰ 172)
69) I Grottoni (F⁰ 172)
70) I Zelloni (F⁰ 171)

Fratture di sprofondamento concentrico

- 71) Vezzara (F⁰ 172)
72) M. la Frascara (F⁰ 172)

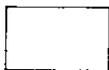


TAV. N.º 2

CARTA DEI TOPONIMI DEL ROCCAMONFINA

C. Bergomi - V. Manganelli

LEGENDA

-  Sedimenti quaternari non vulcanici
-  Vulcaniti
-  Sedimenti pliocenici e pre-pliocenici



Rapp. 1:200.000

dis. Andriole F.

TOPONIMI DEL ROCCAMONFINA *

- Alboreto, Mass. (F^o 161) 12
 Alto, Colle (F^o 172) 21
 Ameglio (F^o 172) 27
 Antuono (F^o 161) 3
 Annone, P.te (F^o 172) 138
 Atano, M. (F^o 172) 82
 Aulpi (F^o 171) 84
 Aurunci, P.te degli (F^o 171) 137
 Aùto, M. (F^o 172) 106
 Avezzano (F^o 171) 142
- Borgonuovo, Chiesa di (F^o 172) 100
 Brecciuole, M. (F^o 171) 69
- Caianello (F^o 172) 75
 Calena, F.te (F^o 172) 147
 Campagnola (F^o 172) 61
 Campozillone (F^o 161) 4
 Canale (F^o 171) 64
 Cani, Mass. dei (F^o 172) 123
 Canneto, M. (F^o 172) 130
 Capitolo (F^o 172) 81
 Cappelle (F^o 172) 128
 Caruso, M. (F^o 172) 36
 Casafredda (F^o 172) 107
 Casale (F^o 172) 139
 Casarinoli (F^o 172) 114
 Cascano (F^o 172) 133
 Casi, M. (F^o 172) 117
 Castello, M. (F^o 171) 65
 Cave (F^o 161) 10
 Cellole (F^o 171) 144
 Cerchiara (= Molare) (F^o 172) 47
 Cerchiara, F.na (F^o 172) 48
 Cescheto (F^o 171) 55
 Cese (F^o 172) 91
- Corbara (F^o 172) 126
 Corigliano (F^o 171) 76
 Corteromana (F^o 172) 127
 Cortinelle (= M. La Frascara) (F^o 171) 56
 Creta Rossa, Mass. (F^o 171) 20
 Croce di Casale (F^o 172) 145
- Falciano (F^o 171) 149
 Fasani (F^o 171) 121
 Feoli, Mass. (F^o 172) 104
 Filorsi (F^o 172) 92
 Fontanafredda (F^o 172) 77
 Fontanaradina (F^o 171) 86
 Fontanelle (F^o 172) 129
 Forcella (F^o 172) 120
 Francolise (F^o 172) 148
 Frascara, M. la (F^o 171) 56
 Friello, Colle (F^o 161) 9
 Furnolo (F^o 172) 97
- Garofali (F^o 172) 80
 Gaudisciano (F^o 172) 62
 Gloriani (F^o 172) 98
 Grottoni, P.te ai (F^o 172) 89
 Gusti (F^o 172) 123
- Iamonte, Sorg.te (F^o 172) 118
- Lattani, M. (F^o 172) 58
 Lauro (F^o 171) 102
 Li Paoli (F^o 171) 85
 Lucno, M. (F^o 172) 99
 Lupara, Colle (F^o 172) 116
 Luparelli, M. (F^o 172) 39
- Magnano (F^o 172) 74
 Maierano (F^o 172) 51

(*)Alcuni toponimi, non riportati nei fogli 1:100.000 o nelle tavolette 1:25.000 I.G.M., sono stati acquisiti dalla letteratura sulla zona.

Il toponimo è seguito dal numero del foglio 1:100.000 (160 « Cassino », 161 « Isernia », 171 « Gaeta », 172 « Caserta ») in cui ricade e, in grassetto, dal numero che indica la sua ubicazione nella Carta dei Toponimi (Tav. n° 2).

Mancino, Mass. (F^o 171) 32
Marzano Appio (F^o 172) 60
Marzuli (F^o 171) 125
Molare (F^o 172) 57
Montanaro (F^o 172) 146

Ofelio, M. (F^o 171) 122
Orchi (F^o 172) 40
Orsa (F^o 172) 96

Papuni (F^o 172) 43
Paterno (F^o 161) 5
Peperuni (F^o 172) 42
Piantoli (F^o 171) 16
Piccilli (F^o 161) 19
Pisciarello, F.so (F^o 171) 33
Piscinola, Mass. (F^o 171) 112
Ponte (F^o 171) 87
Porcareccia, M. di Mass. (F^o 171) 35
Porcina, Mass. (F^o 161) 17
Poza (F^o 172) 83
Pratolongo (F^o 172) 71
Preta (F^o 172) 95
Prima Macchina (F^o 172) 124
Pugliano (F^o 172) 136

Rava, P.te-Rio (F^o 161) 2
Riella (F^o 172) 94
Robetti, Mass. (F^o 172) 37
Rongolisi (F^o 171) 103

S. Antonio, M. (F^o 172) 38
S. Antonio, Taverna (F^o 172) 49
S. Castrese (F^o 171) 101
S. Clemente (F^o 161) 14
S. Croce, M. (F^o 172) 72
S. Domenico (F^o 172) 78
S. Felice, Taverna (F^o 161) 6
S. Giuliano (F^o 172) 140
S. Giuseppe (F^o 171) 111
S. Leuterio (F^o 172) 41
S. Lorenzo (F^o 172) 92 a
S. Lucia (F^o 172) 63
S. Maria (F^o 172) 135
S. Maria, M. (F^o 172) 59
S. Maria a Valogno (F^o 171) 66
S. Maria di Mortola (F^o 160) 13
S. Martino (F^o 171) 70
S. Martino, Sorg.te (F^o 172) 119

S. Paolo (F^o 172) 134
S. Paride, Sorg.te (F^o 172) 131
S. Venditto (F^o 171) 110
Santuuccio e Sonola, Sorg.ti (F^o 172) 141
Sassi (F^o 172) 113
Sbarramento idroelettrico (F^o 171) 45
Scappucci, Mass. (F^o 172) 120
Selva, Rio della (F^o 171) 125
Sesto Campano (F^o 161) 1
Sferracavallo, M. (F^o 172) 88
Sipicciano (F^o 171) 31
Starnali, Mass. (F^o 171) 30
Svizzeri, P.te degli (F^o 172) 109

Tavola (F^o 172) 73
Terracorpo (F^o 172) 53
Tora (F^o 161) 25
Torano (F^o 172) 93
Torazzi (F^o 161) 15
Torecastello, M. (F^o 172) 105
Torello (F^o 172) 52
Trivuzio (F^o 161) 11
Tuorisichi (F^o 172) 93 a
Tuoro (F^o 172) 108
Tuoro di Conca (F^o 172) 24
Tuoropiccolo (= Tuoro Piccolo), M.
(F^o 172) 90
Tuororame (F^o 172) 50

Ulici, M. (F^o 172) 23

Vaglie (F^o 161) 8
Vaglie (F^o 171) 28
Vairano, lago di (F^o 161) 7
Vairano Scalo (F^o 172) 44
Valleantati (F^o 172) 79
Valle Grande, F.so di (F^o 171) 132
Vallemarina, Fatt. (F^o 171) 34
Vallemarina, M. di Fatt. (F^o 171) 46
Valogno (F^o 172) 115
Ventaroli (F^o 172) 143
Vetrina, F.so (F^o 171) 54
Vezzara (F^o 172) 22
Viappiana, F.so (F^o 161) 38
Vigne (F^o 171) 67
Volpara, Mass. (F^o 171) 29

Zelloni, I (F^o 171) 68
Zingari, Bosco degli (F^o 172) 26

9) Tufiti in diverse tonalità del grigio e dell'avana, sottilmente stratificate; spessore 10 m circa.

10) Materiale detritico di disfacimento del recinto calderico.

Particolarmente interessanti per la conoscenza dell'evoluzione della attività intracalderica sono i termini 1) e 3), contenenti scorie di natura rispettivamente trachibasaltica e latitica, ed i livelli 4) e 7), simili alla colate piroclastiche a matrice cineritica incoerente (p).

In piccoli bacini extracalderici si sono depositati materiali simili ai precedenti, ma con caratteristiche litologiche diverse da luogo a luogo. Essi sono caratterizzati da tufiti bianco avana sottilmente stratificate, con alteranze di lapilli grigiastri e di sabbie vulcaniche a granulometria sempre piuttosto sottile; sono pure presenti, talora, bombe di varie dimensioni e tufiti bruno pedogenizzate.

I depositi più interessanti, non cartografati per esigenze tipografiche, si rinvennero a S di Colle Alto (F^o 172), nella valletta tra Tora ed il F.so Viapiana (F^o 161), lungo la carrareccia a S di Fatt. Vallemarina e nel F.so Vetrina (F^o 171); un piccolissimo lembo residuo si può vedere anche ad W di M. Tuoropiccolo (F^o 172).

Ignimbrite trachifonolitica (i).

Dopo un lungo periodo di quiete, seguito alle ultime manifestazioni basaltiche del Roccamonfina, la zona è nuovamente interessata da fenomeni effusivi che determinano la messa in posto di una ignimbrite trachifonolitica (« tufo grigio campano » Auct.).

Questa attività si risente solo in minima parte, e marginalmente, nell'area occupata dall'edificio del vulcano aurunco; infatti i suoi prodotti si estendono dal Garigliano alla penisola Sorrentina e dai versanti occidentali dei rilievi calcarei dell'Appennino al mare.

Nonostante l'uniformità regionale delle principali caratteristiche litologiche, la giacitura e la tessitura di queste ignimbriti dimostrano che la loro origine non si può far risalire ad una unica emissione da un unico apparato, ma è piuttosto dovuta all'attività più o meno contemporanea di numerosi

centri. Parecchi autori sono oggi d'accordo nel pensarli in relazione a fratture lineari disposte ai bordi dei massicci calcarei (M. Massico, M. Maggiore, ecc.) e, solo casualmente, anche al bordo della cinta calderica del Roccamonfina, in relazione probabilmente alle fratture di sprofondamento. I prodotti di quest'ultima zona di emissione si sono incanalati nelle profonde paleoincisioni del settore orientale dell'edificio vulcanico, andandosi a saldare, verso SE, grosso modo lungo la fascia Montanaro-Francolise-Carinola-Ventarioli, con i prodotti delle bocche situate al margine settentrionale della bassa valle del F. Volturno.

In altre parole, solo una piccola parte dei depositi ignimbritici che si estendono nella pianura campana proviene dal recinto calderico del Roccamonfina, molto dopo e indipendentemente però dal ciclo evolutivo dell'apparato aurunco fin qui descritto.

In questa nota vengono quindi prese in considerazione solamente le vulcaniti affioranti a N della fascia suddetta, rimandando alla bibliografia per le notizie sui prodotti dei centri del basso Volturno.

Nell'ignimbrite si possono generalmente distinguere tre aspetti, caratterizzati da un diverso grado di autometamorfismo:

- 1) Alla base la vulcanite si presenta generalmente bruno scura o grigio violacea, uniforme, litoide, ruvida al tatto, sonora alla percussione e a frattura scheggiata; vi sono contenute, in misura variabile, delle pomice gialle, di dimensioni massime di 2 cm circa, per lo più schiacciate e orientate parallelamente alla superficie di base.
- 2) Il corpo della roccia, di aspetto quasi lavico, uniformemente grigio cenere, presenta gli stessi caratteri fisici, ma è molto ricco di cristalli di sanidino, talora anche di 2-3 cm di lunghezza. Le pomice gialle vengono sostituite da piccole scorie nere appiattite. Nel Savone delle Ferriere, tra Tuoro e Furnolo, e al ponte Arnone, a SE di Cascano (F° 172) si rinvennero rari ciuffi di breislakite.
- 3) Verso l'alto, e verso la periferia, la consistenza litoide va diminuendo e si passa a tufo terroso o polverulento (« cinerazzo »), da grigio cenere a rosso bruno, a violaceo, e talora addirittura a nerastro.

Alla base della formazione è costantemente presente uno strato (5-20 cm) caolinico-terroso, di colore dal giallo ocra al rosso bruciato, spesso incoerente. I suoi caratteri chimico-fisici sono dovuti, con buona probabilità, al termometamorfismo subito da un substrato, a diverso grado di suolizzazione, per azione della massa ignimbritica. Alla periferia del Roccamonfina può essere infatti estremamente ridotto o mancare completamente.

L'analisi microscopica dell'ignimbrite rivela la presenza di fenocristalli di sanidino, talora di anortoclasio e, subordinatamente, di augite, andesina ed olivina forsteritica, immersi in una pasta di fondo vitroclastica con frammenti prevalentemente di sanidino e, secondariamente, di augite e di minerali zeolitizzati; minerali accessori sono la magnetite, il rutilo e l'apatite.

Alla periferia dell'edificio aurunco, in vicinanza dei centri locali di emissione, la massa ignimbritica si presenta cosparsa in modo irregolare di scorie e pomice nere, di dimensioni anche notevoli, che, dall'alto al basso della formazione, subiscono un appiattimento con tendenza ad una tessitura pseudofluidale parallela alla superficie di base.

La presenza di gas e di vapori, imprigionati nella colata all'atto della sua messa in posto, e la loro fuga successiva, ha determinato fenomeni che, anche se non particolarmente vistosi, sono però assai caratteristici attestando, con la formazione di particolari minerali, una intensa attività autopneumatolitica. Si possono citare: le « geodi fluorifere », nel cui interno sono presenti minerali fluoriferi di neoformazione, derivate dal metamorfismo subito da frammenti calcarei, specialmente in vicinanza dei rilievi mesozoici, come a P.te Rava, sulla Casilina (F° 160), nei pressi di Falciano-Mondragone e nel Rio Camerelle, presso Avezzano (F° 171); le « carie » ad andamento subverticale irregolare, dovute alla fuga dei vapori, come a P.te Rava (F° 160); le « fuocate » caratterizzate da materiale halloysitico rosso (DI GIROLAMO, 1968) costipato in fratture della roccia, come nell'alveo di Valle Grande, presso Sessa Aurunca (F° 171); la struttura colonnare, dovuta alla contrazione della massa ignimbritica a causa del raffreddamento e della perdita di grandi quantità di vapori, ben visibile nel Savone delle Ferriere (F° 172) o lungo il Garigliano (F° 160).

Il fenomeno principale determinato dalla presenza di grandi quantità

di gas e di vapori è però la neoformazione di sanidino, per autometamorfismo pneumatolitico idrotermale, causa della cementazione della vulcanite.

Per la sua giacitura in colata, l'ignimbrite ha colmato le paleovalli esistenti sui fianchi dell'edificio vulcanico all'atto della sua messa in posto. L'erosione attuale mette in luce un gran numero di contatti che eliminano qualsiasi dubbio sui rapporti con tutte le vulcaniti del Roccamonfina. Una particolare menzione merita la sovrapposizione dell'ignimbrite ai prodotti finali della caldera: a Pratolongo (F° 172) sulla latite del M. S. Croce; a Fontanafredda, sulla strada Fontanafredda-P.te ai Grottoni e sui versanti di Valleamati, tra Tuorisichi e Tavola (F° 172), sulla formazione lacustre intracalderica (tf).

ISOLE DI VENTOTENE E S. STEFANO

Ventotene e S. Stefano, in posizione intermedia tra le isole vulcaniche di Ponza e di Ischia, secondo un allineamento W 10-15° N, della lunghezza di un centinaio di Km, rappresentano le porzioni emerse di un grande vulcanostrato al quale si può attribuire un diametro basale di 15-20 Km.

La giacitura dei prodotti vulcanici, immergenti verso NE nell'isola di Ventotene, e la morfologia del fondo marino permettono di localizzare il centro eruttivo principale ad W dell'isola stessa.

Queste vulcaniti sono state oggetto di un recente studio da parte di BARBERI, BORSI, FERRARA & INNOCENTI (1967), dal quale sono dedotti numerosi dati analitici. Tra questi, misure di età assoluta fanno risalire a 1,7 milioni di anni circa i prodotti più antichi (trachibasalti) di Ventotene e a 1,2 milioni di anni quelli di S. Stefano.

Basalto (β^1).

I basalti, di colore nero, compatti o scoriacei, disposti in varie colate sovrapposte, rappresentano l'elemento stratigraficamente più antico delle vulcaniti dell'isola di Ventotene; lo spessore massimo, affiorante sotto il Semaforo, è di circa 50 m.

La composizione della roccia, secondo le analisi di BARBERI e altri (1967), è quella di una trachandesite a labradorite ed olivina, molto spostata verso il trachibasalto; presenta struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, tra bytownitico e labradoritico, pirosseno augitico, olivina notevolmente alterata in iddingsite e pasta di fondo ipocristallina ed a tessitura intersertale, costituita da microliti di plagioclasio e pirosseno, con sanidino interstiziale e poco vetro; si rinvencono anche ossidi di ferro e rara biotite.

Nell'isola di S. Stefano, nella stessa posizione stratigrafica del (β^1) di Ventotene, si rinvencono esigui affioramenti di una lava che BARBERI e altri (1967) classificano come fonolite. Essa presenta particolari fenomeni di degassazione (foam-lava) nella parte basale, mentre si presenta scoriacea verso l'alto.

Tufi sabbiosi (ts); *lapilli* (lp).

Sovrastanti a (β^1) si rinvencono dei tufi sabbiosi giallo ocre, a strati ondulati, intercalati a livelli di pomici chiare e di piccoli lapilli scuri, con ripetuti paleosuoli; lo spessore totale è variabile dai 10 ai 20-25 m (ts).

Dove la serie è più completa (Semaforo-Punta Pascone) a queste alternanze fanno seguito una decina di metri circa di piccoli banchi, a granulometria uniforme, di scorie, lapilli scuri, pomici bianche e bombe, di dimensioni da 2 a 20 cm circa.

Nel promontorio a N di Parata Grande, la parte inferiore della formazione (ts) viene quasi totalmente sostituita da una facies laterale, rappresentata da una fitta alternanza di lapilli grigi, chiari e scuri (lp).

Tufo lapideo (tl).

All'altezza dell'insenatura a S del Semaforo, dopo un ultimo strato di pomici chiare appartenenti ancora alla formazione (ts), si passa, verso l'alto, ad un tufo a matrice cineritica più o meno giallastra, ben cementata, vacuolare e ricca di inclusi generalmente caotici, raramente disposti in livelletti, e costituiti per lo più da pomicette avana, scorie e bombe di varia dimensione e natura. Molto probabilmente questo tufo rappresenta la parte residua di una colata di fango.

Le analisi delle rocce rinvenute come inclusi in questa e nelle formazioni precedenti permettono di individuare diversi tipi di lava, tra cui fonoliti, trachiti fonolitiche, trachiandesiti ecc., non affioranti nell'isola, e testimoniando un'attività vulcanica precedente, a carattere leggermente più basico.

VI — SCHEMA STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA

Uno studio approfondito sulla struttura e sulla tettonica della zona, date le dimensioni relativamente limitate dell'area interessata, dovrebbe necessariamente estendersi molto al di fuori dei confini del foglio Gaeta, con l'esame delle catene montuose degli Aurunci, dei Simbruini e dei Monti di Caserta e di Caiazzo, delle quali i rilievi montuosi del foglio rappresentano le estreme propaggini.

Questo studio esula naturalmente dagli scopi della presente nota; ci limiteremo pertanto ad un esame arealmente più ristretto delle strutture e della tettonica, accennando di volta in volta ai più ampi e complessi problemi regionali sollevati con le osservazioni che è possibile fare nell'ambito del foglio.

SCHEMA STRUTTURALE.

Nel foglio Gaeta da un punto di vista strutturale si possono distinguere due zone, separate dalla valle del T. Ausente: una zona occidentale, della quale fanno parte i rilievi montuosi che vanno dal limite del foglio fino al versante destro dell'Ausente, ed una zona orientale comprendente i Monti di Suio, dal versante sinistro dell'Ausente fino al F. Garigliano, ed il Monte Massico.

La struttura della zona occidentale appare alquanto complessa, mentre quella della zona orientale è relativamente semplice.

Zona occidentale.

I gruppi montuosi, posti ad occidente della valle del T. Ausente, possono suddividersi in tre settori con caratteristiche strutturali diverse. A partire da W si possono distinguere:

a) un settore collinare, con altitudini inferiori ai 500 metri, posto fra il mare e la depressione valliva lungo la quale corre la strada statale Appia, e comprendente formazioni carbonatiche neritiche dal Trias superiore allo Aptiano;

b) un settore morfologicamente più accidentato, dove si trovano le cime più elevate del foglio (altitudine massima M. Petrella q. 1533), posto a NE della strada statale Appia, costituito dalle formazioni carbonatiche dell'intervallo Lias superiore-Turoniano;

c) un settore collinare di altezza limitata (quota massima m 590 del M. La Civita), rappresentato da una fascia discontinua relativamente stretta, spesso inferiore ad un chilometro di larghezza, di formazioni carbonatiche del Cretacico medio e superiore (prevalentemente C⁶⁻⁴ e C¹⁰⁻⁷) che, notevolmente ribassata rispetto alle retrostanti formazioni mesozoiche, circonda verso SE, S ed E i settori a e b, lungo l'allineamento Gaeta, Formia, Maranola, Trivio, Spigno Saturnia. I lembi del complesso argilloso-marnoso, indicato con la sigla *fl*, si trovano unicamente in corrispondenza di questo ultimo settore.

Settore a - Il settore a, nel quale affiorano prevalentemente formazioni dolomitiche e calcareo dolomitiche giurassiche, quasi sempre intensamente cataclizzate, è composto da strutture elementari monocliniche, delimitate da faglie orientate NW e NE, con immersione prevalente della stratificazione a NE e N.

Fra le monoclinali più evidenti si possono ricordare: le monoclinali di M. Cefalo, M. Lisanro e M. Calvo di Fondi con immersione verso N e la monoclinale di M. Marano con immersione NNE.

La struttura complessiva dell'area, da un punto di vista geometrico, sembra potersi assimilare ad una anticlinale asimmetrica con asse ad immersione NW. Infatti, spostandosi lungo l'asse da NW a SE, si vedono affiorare successivamente formazioni sempre più antiche a partire dai calcari del Cenomaniano-Aptiano (C⁶⁻⁴) della zona di M. Calvo di Fondi, fino alle dolomie e ai calcari dolomitici dell'Infralias (G¹-T⁶) di M. Carbonaro-M. Lauro.

La gamba sud occidentale dell'anticlinale, a debole immersione, ha uno sviluppo planimetrico notevole, mentre la gamba nord-orientale, forse in parte rovesciata, termina bruscamente contro una linea di disturbo tettonico, che delimita la struttura da questo lato.

Il massimo dislivello stratigrafico riscontrabile lungo questa linea sembra sorpassare il migliaio di metri e si trova alla sua estremità sud-orientale, dove le dolomie dell'Infralias vengono a contatto diretto con i calcari e le dolomie del Cretacico inferiore e medio (C⁴⁻¹) e (C⁶⁻⁴); verso NW il dislivello stratigrafico diminuisce, tendendo ad annullarsi in corrispondenza dell'angolo nord occidentale del foglio.

Settore b - Anche le strutture elementari del settore b, ed in modo particolare quelle della parte compresa fra la Via Appia e la valle del Rio d'Itri, sono delle monoclinali, talora con giacitura alquanto irregolare, delimitate da faglie di direzione NW, NE, N, E.

Le monoclinali più chiaramente individuabili sono: le monoclinali di M. Larigno e di M. Grande, con immersione a S, e la grande monoclinale di M. Orso dove, malgrado la presenza di alcune faglie e la suddivisione in unità minori, è riconoscibile una immersione generale verso SE.

Nelle monoclinali affiancate di M. Larigno e M. Grande si possono osservare ondulazioni a piccolo raggio della stratificazione e ripiegamenti più o meno intensi attribuibili a fenomeni di « slumping ».

La zona b, esaminata nelle grandi linee strutturali, può assimilarsi ad una sinclinale larga una quindicina di chilometri con asse NW e con il nucleo, ubicato nella zona di M. Campone, costituito dai calcari del Cenomaniano-Turoniano (C¹⁰⁻⁷). La gamba orientale fa affiorare la parte superiore dei calcari a *Palaeodasycladus* sopra Castellonorato; alla base del versante sinistro della valle del Rio d'Itri compaiono i calcari e le dolomie del Neocomiano-Lias superiore (C¹-G⁵) della gamba occidentale.

Da questo lato la grande sinclinale è complicata da alcune ondulazioni ad assi subparalleli di direzione NW, in parte mascherate da una tettonica disgiuntiva, che ne alterano parzialmente la struttura: una ondulazione anticlinale con asse circa coincidente con la valle del Fosso d'Itri ed una successiva sinclinale con asse passante per M. Larigno ed Itri.

Lungo il versante meridionale della parte centrale della sinclinale di M. Campone, nel tratto fra Vendicio e Trivio, anche a partire da quote elevate (M. Tuonaco, q. 1176), gli strati cambiano rapidamente direzione, immergendosi verso S e SE, conformemente al versante, spesso con inclinazioni notevoli, talora interessati da arricciamenti, spiegazzamenti, ondulazioni a piccolo raggio e ripiegamenti.

Settore c - Questo settore costituisce una fascia discontinua, della larghezza di circa un chilometro, che borda verso SE, S ed E i settori *a* e *b* ed è generalmente delimitato, sia dalla parte interna che dalla parte esterna, da contatti tettonici.

Sul lato orientale del settore *b*, da M. Castello a M. La Civita, il contatto del settore *c* con il settore *b* è dato da una faglia orientata N, con rigetto, calcolato in base alla potenza delle singole formazioni geologiche, di circa 2000 metri.

All'estremità orientale del bordo meridionale del settore *b*, fra Castellonorato e Maranola, il contatto fra settore *c* e settore *b* corrisponde ad una faglia diretta, con liscione visibile con quasi assoluta continuità, ad immersione 40°-50° verso SE e S, cioè conforme al versante. In base ai dati stratigrafici del tetto e del letto della faglia, il rigetto si va smorzando da E verso W, da un massimo di un paio di migliaia di metri ad un minimo di 500-600 metri.

Anche nel tratto occidentale del settore *c*, corrispondente al promontorio di Gaeta, si ha il contatto diretto fra le formazioni giurassiche (C¹-G⁵), (G⁵-1), e (G¹-T⁶) del settore *a* con il Cretacico medio superiore (C⁶⁻⁴) e (C¹⁰⁻⁷) del settore *c*. In questo caso però, il notevole dislivello stratigrafico fra i due settori, superiore al migliaio di metri, è documentabile solo con criteri stratigrafici; infatti la linea di contatto non presenta liscioni di faglia chiaramente visibili, né appare morfologicamente evidente.

Caratteristiche diverse mostra il tratto centrale, fra Vendicio e Maranola, dove il limite fra i settori *b* e *c*, in massima parte convenzionale, si frantuma in un insieme di faglie variamente orientate e con rigetto limitato; infatti le faglie pongono a contatto livelli diversi della stessa formazione o al massimo si ha la mancanza di una sola formazione (contatto diretto fra C¹⁰⁻⁷ e C⁴⁻¹).

Il limite esterno del settore *c* sul lato orientale del settore *b* (M. Castello-

M. La Civita) è costituito da una faglia inversa con liscione ad immersione W e sovrapposizione della serie carbonatica alle argille siltose del Messiniano; mentre sul bordo meridionale il limite coincide con una faglia diretta con immersione a S di 40°-50°, visibile fino a Castellonorato e ricoperta da una ampia fascia di detrito più ad W, fra Castellonorato e Maranola. Nel tratto centrale, e ancor più nel tratto occidentale, non si hanno elementi sufficienti per definire la natura del limite esterno del settore *c*.

Anche le strutture di questi tre tratti del settore *c* sono parzialmente diverse:

— il tratto orientale è una monoclinale a strati suborizzontali che lungo il bordo esterno, cioè ad E e a S, tende ad immergersi verso la periferia del massiccio montuoso, conformemente al versante;

— il tratto occidentale, cioè il promontorio di Gaeta, in linea di massima sembra accennare un motivo anticlinalico con asse NW, cioè subparallelo all'asse dell'anticlinale del retrostante settore *a*;

— il tratto centrale, apparentemente suddiviso in lembi parzialmente distinti, ha generalmente immersioni a NE, a SE e a S, cioè conformi al versante e dirette verso la periferia del massiccio montuoso; la stratificazione appare ondulata, arricciata e ripiegata.

Le strutture del tratto occidentale e specialmente di quello centrale del settore *c* sembrano quindi ripetere parzialmente i motivi strutturali dei settori *a* e *b*; per quanto riguarda il tratto centrale la separazione fra settore *b* e settore *c*, come è stato precedentemente osservato, è in massima parte convenzionale.

Zona orientale.

I Monti di Suio, a parte alcune faglie direzionali di rigetto limitato che non alterano sostanzialmente la struttura generale, costituiscono una monoclinale con immersione a SW di 20°-30° che, dalle dolomie giurassiche (C¹-G⁵), affioranti sulla riva destra del F. Garigliano, giunge fino alle argille siltose del Messiniano (M⁵), in corrispondenza del versante destro della valle dell'Ausente. Nella parte meridionale dell'affioramento del Miocene superiore (Tortoniano-Messiniano) si nota una certa rotazione delle immersioni

da SW verso NW, con una tendenza ad un parziale sollevamento delle formazioni verso S. La struttura monoclinale è limitata verso NE da una grande faglia di direzione NW, ricoperta dai depositi vulcanici del Roccamonfina nel foglio Gaeta, ma molto evidente lungo il suo prolungamento nel foglio Cassino, dove pone a contatto le dolomie dell'Infralias a SW con le argille siltose del Miocene superiore a NE.

Il gruppo del M. Massico, allungato in direzione NE, è delimitato verso SW da una grande faglia con rigetto superiore ai 1500 metri, come è dimostrato dai sondaggi profondi per ricerca di idrocarburi perforati presso la foce del F. Volturno, dai rilevamenti gravimetrici eseguiti nella piana del Volturno ai piedi del Massico e dal dislivello esistente fra la piana costiera del Volturno e la cima del M. Massico.

Verso NW i risultati di una campagna geoelettrica, eseguita per conto del Consorzio Aurunco di Bonifica, fanno ritenere probabile un più graduale abbassamento del complesso calcareo mesozoico.

Un'altra importante faglia di direzione circa N, con un rigetto che sembra raggiungere i 700 metri, divide il gruppo del M. Massico in due settori, uno nord-orientale (M. Pecoraro, M. Finocchiaro) ribassato ed uno sud-occidentale (M. S. Martino, M. Massico, M. Costa a Sole, M. Crestagallo, M. Petrino) rialzato.

Il settore nord-orientale costituisce schematicamente una monoclinale con immersione WSW, costituita da formazioni comprese fra Norico e Miocene superiore; la parte superiore della serie sembra di spessore ridotto.

Anche il settore sud-occidentale può schematicamente considerarsi come una monoclinale abbastanza regolare, con immersione W, SW e S, compresa fra l'Infralias (G¹-T⁶) a NE e il Miocene medio superiore a SW.

All'estremità sud-orientale del M. Massico l'affioramento neocomiano-neomaniano di M. Petrino e l'inversione dell'immersione degli strati del Miocene sul bordo meridionale della struttura monoclinale fanno intravedere la possibile esistenza di un motivo sinclinalico ad asse NW e nucleo miocenico.

Astraendo da questo ultimo motivo strutturale marginale e trascurando la grande faglia di direzione N, la struttura complessiva del M. Massico può assimilarsi ad un'unica monoclinale con immersione SW, che va dalle

dolomie del Norico (T⁵), affioranti alla sua estremità settentrionale, alle alteranze arenacee, marnose e argillose del Miocene superiore (Tortoniano-Messiniano) (M_{2c}⁴), visibili presso la costa tirrenica.

EVOLUZIONE TETTONICA.

Dopo questa sommaria descrizione dell'assetto geometrico delle strutture del foglio Gaeta, illustriamo brevemente la possibile evoluzione tettonica della zona.

I. - Il foglio Gaeta rientra nella vasta area dell'Appennino centro meridionale che, durante l'intervallo Trias superiore-Cretacico superiore, è stata occupata da un altofondo con subsidenza compensata da una sedimentazione costituita prevalentemente da fanghi carbonatici, avvenuta in acque calde, basse e relativamente tranquille, generalmente protette dall'azione del mare aperto da una soglia.

La soglia, caratterizzata generalmente da una maggiore stabilità, cioè da una più breve attività e da una minore velocità di subsidenza, e quindi da una riduzione della potenza della serie e talora da facies carbonatiche particolari, nel foglio Gaeta coincide probabilmente verso SW con la zona collinare posta fra la Via Appia ed il mare e verso SE con il M. Massico, o con strutture attualmente sommerse, poste immediatamente a S di quelle indicate.

In questo quadro di sedimentazione carbonatica controllata da subsidenza differenziale, la necessaria gradualità che deve esistere nel passaggio fra zone fortemente subsidenti e zone relativamente stabili, le variazioni di spessore delle singole formazioni mesozoiche e la distribuzione dei loro affioramenti, l'improbabilità di erosioni recenti di diversa entità, che per esempio in corrispondenza degli affioramenti infraliassici dovrebbero raggiungere valori di circa 3.000 metri, fanno ritenere che le grandi pieghe mesozoiche (anticlinale di M. Carbonaro, sinclinale di M. Campone, ecc.) debbano essere interpretate come strutture in massima parte sinsedimentarie, derivate cioè da velocità di subsidenza differenziali del fondo del bacino durante le sedimentazioni, e non come piegamenti recenti postsedimentari

a vasto raggio, seguiti da erosione, di formazioni subparallele con spessore praticamente costante.

Accettando questa interpretazione, le strutture precedentemente esaminate, invece di anticlinali e sinclinali, possono forse con più esattezza indicarsi con il termine di « anteclisi » e « sineclisi » per porre in evidenza il carattere sinsedimentario (BOGDANOFF, MURATOV & KHAIN 1963).

Dopo un breve episodio di sedimentazione neritica maastrichtiano-paleocenico, localizzato nei Monti di Suio, l'arresto dei movimenti di abbassamento durante l'intervallo Eocene-Oligocene-Miocene inferiore p. p. interrompe la sedimentazione su tutta l'area in esame.

II. - All'inizio del Miocene, in corrispondenza di una zona limitata allungata in direzione NW, sovrapposta all'area a sedimentazione carbonatica e comprendente l'estremità meridionale del M. Massico, parte della piana del Garigliano e la valle dell'Ausente, l'inizio di un nuovo movimento di subsidenza permette la sedimentazione di depositi biodetritici del Miocene basale (Langhiano p. p.-Elveziano p. p.) su un'area di piattaforma costiera.

Un aumento della velocità di abbassamento, non compensato dalla sedimentazione detritico-organogena, provoca il passaggio di questa zona da un ambiente neritico ad un ambiente pelagico con la deposizione delle « marne ad orboline » (Elveziano p. p.-Tortoniano p. p.).

Successivamente, la rapida subsidenza della stessa area, secondo una depressione a profilo trasversale asimmetrico con l'asse spostato verso occidente, compensata da abbondanti apporti terrigeni di probabile provenienza tirrenica, permette la deposizione in ambiente pelagico torbido di un flysch siltoso-argilloso-marnoso-arenaceo, che localmente raggiunge uno spessore massimo superiore ai 600 metri (Tortoniano p. p.-Messiniano).

Le intercalazioni lentiformi nel flysch di brecciole e conglomerati ad elementi calcarei cretaci ed eocenici di ambiente pelagico, non appartenenti quindi alla serie carbonatica neritica affiorante nella zona, avvalorano l'ipotesi dell'esistenza di un bacino di sedimentazione cretaco-eocenico in facies pelagica, probabile prolungamento meridionale della Eugeosinclinale etrusca, posto a SW dell'altopiano carbonatico (Dorsale miogeosinclinale neritica subsidente), in un'area attualmente ricoperta dal M. Tirreno.

La conferma dell'esistenza di questo bacino potrebbe essere data dalla esile copertura prevalentemente paleocenica di facies neritica (PC-C¹¹), posta in trasgressione parallela sul Cretacico superiore (C¹⁰⁻⁷) dei M. di Suio, e dalla presenza dei lembi di flysch calcareo-marnoso di probabile età paleocenica, sovrapposti al Cretacico superiore del settore *c* della zona occidentale. La copertura neritica ed i lembi flyscioidi, se considerati autoctoni, possono essere interpretati come un residuo dell'estremo bordo nord-orientale del bacino eugeosinclinale.

La fossa miocenica sembra colmarsi definitivamente per un graduale rallentamento e successivo arresto della subsidenza con la sedimentazione delle argille siltose, sabbiose e gessifere del Messiniano alto, depositatesi probabilmente in ambiente evaporitico.

III. - Nel foglio Gaeta il Pliocene affiorante è rappresentato unicamente da conglomerati, ad elementi non classati e poco arrotondati, di potenza variabile fino ad un massimo di 400 metri circa, sovrapposti in trasgressione ai calcari cretaci e al flysch miocenico, depositatisi probabilmente in una insenatura protetta, incisa in massima parte nelle formazioni carbonatiche mesozoiche.

Il Pliocene argilloso-sabbioso, non affiorante in superficie nel foglio Gaeta, ma noto nell'adiacente foglio Cassino presso S. Ambrogio sul Garigliano e interessato per uno spessore di 500 metri circa dal sondaggio per ricerca petrolifera Cellole (vedi CAP. VII, pag. 110), si è sedimentato in una fossa a rapida subsidenza, orientata circa in direzione NE, delimitata verso E dal versante occidentale del M. Massico.

Questa fossa pliocenica, sovrapposta alle strutture sinsedimentarie mesozoiche e mioceniche, ha interrotto trasversalmente in direzione NE la grande monoclinale con immersione SW, lunga quasi 25 chilometri, comprendente il M. Massico, i Monti di Suio ed il loro proseguimento nord-occidentale, che dalla costa tirrenica presso Mondragone giunge fino alla valle del F. Liri, fra Esperia e S. Giorgio Liri, nel foglio Cassino.

La fossa di subsidenza pliocenica, in corrispondenza della quale si è imposta l'attività vulcanica del Roccamonfina, continua probabilmente ad

approfondirsi anche durante il Pleistocene, ma la mancanza di dati stratigrafici precisi impedisce il proseguimento dell'analisi tettonica.

L'esame dell'evoluzione tettonica dell'area del foglio Gaeta fa intravedere l'esistenza di tre fasi successive di tettonica sinsedimentaria via via più brevi, separate da due periodi di stasi, anche essi di durata decrescente.

Le tre fasi tettoniche hanno dato luogo a strutture sinsedimentarie diverse e diversamente orientate, sovrainposte successivamente le une alle altre.

La prima fase subsidente corrisponde alla deposizione carbonatica in facies neritica protetta (Trias superiore-Cretacico superiore) ed interessa un intervallo di tempo di circa 130 milioni di anni.

Il primo periodo di stasi (Eocene-Oligocene-Miocene inferiore p. p.) ha una durata di 40 milioni di anni.

La seconda fase subsidente, coincidente con il Miocene e corrispondente alla sedimentazione terrigena, è attiva per una ventina di milioni di anni.¹⁷⁾

Il secondo periodo di stasi, relativamente breve, è difficilmente calcolabile, ma può ipoteticamente valutarsi dell'ordine di un milione di anni. Esso è posto in evidenza dal carattere regressivo degli ultimi sedimenti miocenici, dai rapporti di sovrapposizione trasgressiva osservabili in corrispondenza dell'affioramento pliocenico del foglio Cassino e dal deciso cambiamento dell'orientamento delle strutture.

L'ultima fase di subsidenza pliocenica o plio-pleistocenica, durante la quale inizia e si sviluppa l'attività vulcanica del Roccamonfina, ha una durata massima di 6-7 milioni di anni. In corrispondenza di quest'ultima fase si verificano anche i movimenti disgiuntivi, ai quali si deve attribuire la formazione dei rilievi montuosi.

In questo quadro di evoluzione tettonica sinsedimentaria le attuali strutture delle catene montuose devono considerarsi come la risultante non

¹⁷⁾ Questo schema evolutivo, probabilmente valido per la massima parte dell'area di facies carbonatica, nel foglio Gaeta risulta forse più complesso per la possibile presenza di un ciclo subsidente cretacico-eocenico (eugeosinclinale), interessante la zona della piana del Garigliano. Non è però possibile raccogliere una sufficiente documentazione per avvalorare questa ipotesi.

solo dell'azione della tettonica disgiuntiva recente, ma anche e principalmente di quella di tutte le precedenti fasi di subsidenza sinsedimentaria differenziale, successivamente sovrainposte le une alle altre.

In particolare, nell'esame tettonico di una struttura mesozoica, appare evidente la difficoltà di determinare a priori quale percentuale del rigetto di una faglia sia attribuibile a diversa velocità di subsidenza fra zolle adiacenti, cioè ad un fenomeno esclusivamente sinsedimentario, quale percentuale derivi dall'azione di una nuova fase subsidente sovrainposta alle strutture precedentemente formatesi, cioè da un fenomeno di deformazione tettonico-sedimentaria, e quale infine dipenda da una tettonica disgiuntiva di età plio-pleistocenica, cioè da un fenomeno esclusivamente postsedimentario.

In questa visione l'apparente enorme entità del rigetto di alcune faglie del foglio Gaeta può essere notevolmente ridimensionata, rendendo lo schema strutturale della zona più omogeneo ed armonico.

L'esame del foglio Gaeta, orientato secondo questi principi di tettonica sinsedimentaria, sembra porre in evidenza la profonda influenza della subsidenza miocenica¹⁸⁾ su alcune delle strutture sinsedimentarie mesozoiche.

Nella sineclisi di M. Campone, in corrispondenza del versante meridionale dei M. ti Aurunci, all'altezza di M. Tuonaco, fra la piana di Vendicio ad W e la parte orientale del paese di Formia ad E, gli strati del Cretacico superiore, che costituiscono il nucleo della sineclisi, partendo dalla posizione a reggipoggio con immersioni convergenti osservabili sulla sommità di M. Tuonaco, si ripiegano a frapoggio con immersione S, SE e E, e discendono spiegazzati ed arricciati conformemente al versante, da q. 1000 circa fino quasi al livello del mare, secondo una struttura assimilabile nelle grandi linee e da un punto di vista esclusivamente geometrico, ad una piega a ginocchio.

Spostandosi verso NE ed E, all'altezza di M. Campone e di M. Altino, fra Formia e Trivio, il motivo strutturale precedente permane valido; ma,

¹⁸⁾ Non si può escludere che le strutture esaminate siano almeno in parte influenzate da una probabile fase di subsidenza cretacico-eocenica; ma, come è stato osservato precedentemente, nell'area del foglio Gaeta non si hanno dati sufficienti per avvalorare questa ipotesi.

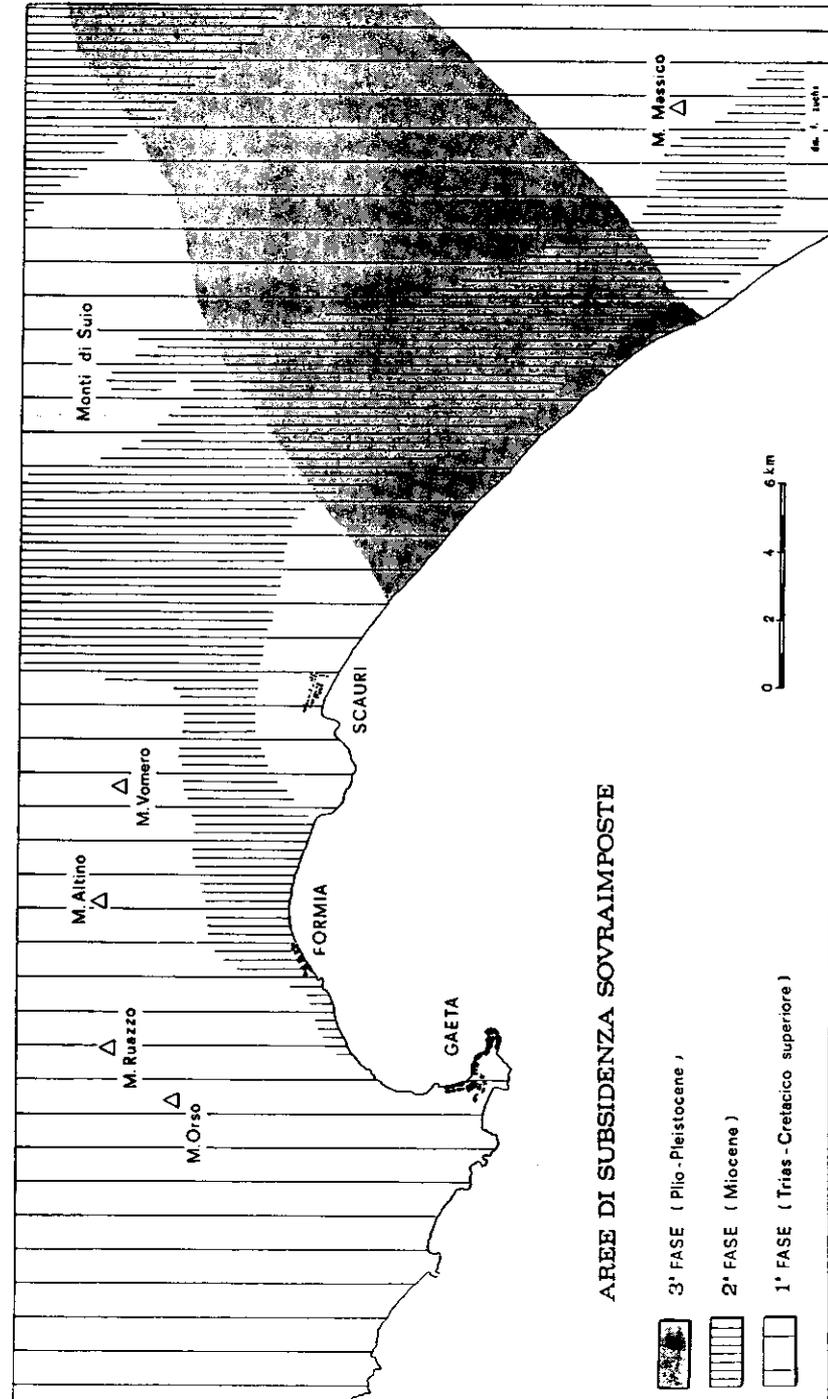
verso la base del versante, la continuità stratigrafica è interrotta da una faglia diretta, conforme al versante, con il Cretacico inferiore (C^{4-1}) a letto ed il Cretacico superiore (C^{10-7}) a tetto.

All'estremità orientale del versante meridionale, il motivo del ripiegamento a franapoggio della stratificazione si smorza gradualmente fino a sparire del tutto fra Trivio e Castellonorato, con lo spostamento della cerniera della piega dalla sommità della catena montuosa verso la base del versante.

Il rigetto stratigrafico della faglia diretta aumenta contemporaneamente di entità per l'affiorare, a letto del piano di faglia, di formazioni sempre più antiche, fino al contatto del Cretacico superiore (C^{10-7}) a tetto della faglia con il Giurassico inferiore (G^{3-1}) a letto.

Questo assetto strutturale del versante meridionale dei M.ti Aurunci che, su una lunghezza di una quindicina di chilometri, passa gradualmente e con continuità da una piega a ginocchio, complicata da numerose ed estese arricciature secondarie, ad una faglia diretta con rigetto stratigrafico di circa 2000 metri, è difficilmente interpretabile come conseguenza di un unico processo tettonico disgiuntivo recente postsedimentario. Sembra invece possibile attribuire questa struttura ad una tettonica di colamento di età miocenica, cioè ad una tettonica gravitativa dipendente essenzialmente dagli effetti che i rapidi abbassamenti verticali della subsidenza miocenica hanno provocato sulla sineclisi mesozoica precedentemente formatasi, deformandola profondamente in corrispondenza del suo bordo meridionale. L'accentuarsi del dislivello stratigrafico tra tetto e letto della faglia, spostandosi da SW verso NE, può essere attribuito in parte ad un aumento progressivo, lungo questa direzione, dell'attività subsidente miocenica, sia come durata che come velocità di abbassamento; ma è anche probabile che la depressione miocenica, impostata trasversalmente rispetto all'asse della sineclisi mesozoica, interessi formazioni geologiche con spessori più ridotti e sempre più antichi spostandosi da SW verso NE, cioè allontanandosi dal nucleo della sineclisi.

Sul versante orientale dei M.ti Aurunci, cioè dal lato destro della valle dell'Ausente, dove la subsidenza miocenica sembra raggiungere la massima intensità, il tratto del settore ϵ , comprendente M. Castello e M. La Civita, può essere interpretato come l'estremità della gamba occidentale di una sineclisi, di cui i M.ti di Suio costituiscono la gamba orientale, o come la gamba



TAV. N. 3

orientale di una anteclisi con il nucleo giurassico in corrispondenza di M. Vomero.

L'intensa subsidenza della asimmetrica depressione miocenica della valle dell'Ausente ha profondamente deformato il bordo occidentale della sineclisi mesozoica fino alla rottura ed alla parziale sovrapposizione delle dolomie del Giurassico superiore (C¹-G⁵) di M. Vomero sui calcari del Cretacico superiore (C¹⁰-7) di M. Castello-M. La Civita e alla sovrapposizione di questi ultimi sulle argille del Messiniano della valle dell'Ausente.

Si ritiene però possibile che questi piani di scorrimento corrispondano effettivamente non a faglie inverse, ma a faglie dirette e che l'inversione superficiale del piano di faglia con immersione a reggipoggio sia dovuto al « rigetto dinamico » teorizzato da BELOUSSOV (1939), derivante dall'elevato valore della subsidenza miocenica e forse anche paleocenica.

L'esistenza di massi rocciosi, appartenenti alla serie mesozoica carbonatica, inglobati nei sedimenti del Miocene medio superiore (M₁⁴, M₂⁴, M₃⁵) si inserisce agevolmente in questo quadro di tettonica sinsedimentaria miocenica di colamento gravitativo.

A conclusione dell'esame della tettonica del foglio Gaeta, si può osservare che le aree occupate dalle due grandi sineclisi di M. Campone e dell'Ausente sembrano mostrare una evoluzione tettonica parzialmente diversa.

Infatti, dopo la prima fase subsidente (Trias superiore-Cretacico superiore), l'area della sineclisi di M. Campone sembra ormai stabilizzata, mentre nell'area della sineclisi dell'Ausente la copertura trasgressiva di depositi neritici organogeni di età altocretacico-paleocenica mostra l'esistenza di una certa mobilità residua.

Durante la seconda fase di subsidenza (Miocene) il comportamento tettonico delle due aree si differenzia ancora di più; infatti mentre la prima sineclisi appare ormai stabile (assenza di sedimenti miocenici), la seconda, in corrispondenza del suo bordo occidentale, viene profondamente interessata dalla sovrainposta depressione subsidente miocenica.

Nello schema tettonico della tav. 3 sono state rappresentate le aree interessate dalle tre successive fasi di subsidenza sovrainposte le une alle altre.

Il limite meridionale della depressione subsidente miocenica è in parte ipotetico per mancanza di dati obiettivi; non è stato possibile indicare l'area della probabile fase di subsidenza cretacico-eocenica (eugeosinclinale).

VII — GEOLOGIA APPLICATA

MATERIALI DA COSTRUZIONE.

Formazioni carbonatiche.

Le rocce della successione carbonatica mesozoica sono largamente utilizzate come materiali da costruzione.

L'ampia diffusione regionale di queste formazioni, anche nelle zone limitrofe al foglio Gaeta, e la mancanza di importanti agglomerati urbani ostacolano il sorgere di grossi centri estrattivi con carattere continuativo.

Le cave, anche di dimensioni notevoli, sono generalmente riattivate o abbandonate in base a temporanee necessità di utilizzazione locale.

Per quanto riguarda le « pietre ornamentali », l'utilizzazione dei vari calcari, definiti come marmi dalla letteratura tecnico-geologica del secolo scorso, forse conveniente in una economia locale a carattere artigiano e con piccole produzioni, è attualmente quasi sempre senza interesse; infatti le formazioni carbonatiche della zona, generalmente tettonizzate, sono prive della compattezza e della continuità necessarie per una produzione su scala industriale.

Solo i marmi di Mondragone, per le effettive caratteristiche tecniche e per la loro particolare colorazione, sono ancora oggetto di una certa attività estrattiva.

Marmi.

Marmi di Mondragone. — Nella parte occidentale del M. Massico, in corrispondenza dell'affioramento delle formazioni mioceniche, si trovano

alcuni lembi di varia estensione e potenza di calcari cristallini, generalmente a struttura brecciata, che probabilmente hanno subito una blanda azione di metamorfismo da parte di agenti endogeni.

Queste masse calcaree, attribuibili, in base ad analisi micropaleontologiche eseguite su campioni poco metamorfosati, al Cretacico superiore o al Miocene inferiore, a volte sembrano prolungarsi in profondità, a volte appaiono come masse isolate, inglobate nelle formazioni del Miocene medio-superiore.

I lembi calcarei, segnalati da MARZOLLA (1850) nella sua carta fisico-economica come « belli marmi presso Mondragone » e ricordati da TENORE (1888) come marmi ornamentali, sono stati ampiamente utilizzati fra il secolo XVIII e il secolo XIX.¹⁹⁾

Le numerose varietà di marmo genericamente indicate come « marmi di Mondragone » possono essere riunite in due gruppi principali: « marmi gialli » e « marmi grigi ».

Il « marmo giallo » è una breccia ad elementi calcarei grigi, cementati da calcite spatica e da argilla ferruginosa di colore giallastro: al taglio si presenta a chiazze di colore ora grigio e bianco perlaceo traslucido, ora giallastro. I tipi più compatti assumono una colorazione bianco perlacea, ricordante il « bardiglio toscano ».

Fra la fine del '700 e l'inizio dell'800 questo marmo è stato frequentemente impiegato a Napoli, per esempio nel teatro S. Carlo, nella Reggia di Capodimonte, nella chiesa di S. Francesco di Paola e a Caserta nel Palazzo Reale.

Il « marmo giallo », che attualmente si estrae in massima parte nella cava di S. Mauro, sulle pendici meridionali del M. Massico, viene oggi impiegato come pietra ornamentale e per la fabbricazione di piastrelle per pavimenti.

Il « marmo grigio di Mondragone » è una breccia calcarea compatta,

¹⁹⁾ Secondo BREISLAK (1801) i marmi di Mondragone erano conosciuti fin dall'antichità; infatti, presso i Bagni di Mondragone, sarebbe esistita una grotta artificiale originata dalla coltivazione del marmo (Grotta di S. Marcellino), successivamente crollata, dove nel secolo III si sarebbero riuniti i 350 vescovi del Concilio di Senussa.

cementata da calcite spatica, che lucidata presenta zonature di diversa tonalità con notevole effetto ornamentale.

Anche questo marmo è stato oggetto di intenso sfruttamento durante il Regno delle Due Sicilie; nella cava di Canale Grande si possono ancora osservare le tracce delle incisioni dell'alloggiamento dei cunei di legno usati per l'abbattimento della roccia.

Attualmente il « marmo grigio », che ha gli stessi usi del « marmo giallo », viene estratto nelle cave di S. Sebastiano e di Molara, sul versante nord-occidentale del M. Massico.

I risultati di alcune prove meccaniche eseguite dall'Istituto di Ingegneria di Napoli su campioni di marmo provenienti dalla cava di S. Sebastiano si possono trovare in PENTA (1935, 1936).

Marmo di Suio. – FERRERO (1879) descrive un calcare dolomitico brecciato di colore grigio con impregnazioni di ossidi di ferro e di manganese, cementato da materiale giallo e verdastro, affiorante presso i bagni di Suio. Si tratta presumibilmente di un calcare dolomitico, attribuibile alla formazione C¹-G⁵, brecciato per cause tettoniche, impregnato da minerali di origine idrotermale.

Pietra lumachina di Gaeta. – Nelle colline di S. Agata, presso Gaeta, affiorano dei calcari del Cretacico medio (C⁶-4), ricchi di diceratidi, noti con il nome di « pietra lumachina di Gaeta », che possono essere adoperati come pietre per rivestimento. Tentativi per l'utilizzazione di questo calcare come pietra ornamentale sono stati fatti recentemente (SABELLA 1956).

Marmo di Falciano. – Sulle pendici sud-orientali del M. Massico, presso l'abitato di Falciano, affiorano alcuni livelli di calcari compatti, nettamente stratificati, di colore grigio rossastro, attribuibili al Lias sup. p. p.-Lias inf. p. p. (G⁵-1). La presenza di una piccola cava abbandonata indica come questa pietra sia stata sfruttata per usi locali; la roccia ha un bell'effetto cromatico, ma per una sua utilizzazione industriale sarebbe necessario rinvenire affioramenti continui ed estesi.

Massi per scogliera.

Per la produzione di massi per scogliera è necessario che la roccia sia suddivisa in strati di spessore non inferiore al metro e che non sia cataclasmizzata; cave per l'estrazione di questo materiale, poste nel Cretacico inferiore (C⁴⁻¹), si trovano a S di Itri (S. Orsola) e presso Gaeta.

Pietrisco stradale e pezzame per muratura.

Pietrisco stradale e pezzame per muratura si ricavano da tutti gli orizzonti della serie carbonatica; fattore predominante per l'apertura delle cave è la posizione dell'affioramento roccioso rispetto alle strade e ai centri di consumo. Le cave dei « Cappuccini », di « S. Cristoforo » e di « Cuccarone », presso Itri, sono aperte nei calcari del Cretacico inferiore (C⁴⁻¹); quelle di « Colegna », presso Gaeta, nei calcari del Cretacico medio (C⁶⁻⁴) e inferiore (C⁴⁻¹) e quelle di Formia nel Cretacico medio (C⁶⁻⁴).

Lungo la strada Ausente, in località « S. Cataldo » e « Pantano di Suio », sono coltivati i calcari dolomitici del Cretacico medio (C⁶⁻⁴) e inferiore (C⁴⁻¹) e del Giurassico superiore (C^{1-G⁵}), mentre presso Mondragone, nel versante occidentale del M. Massico, si utilizzano i calcari dolomitici del Cretacico superiore (C¹⁰⁻⁷), medio (C⁶⁻⁴) ed inferiore (C⁴⁻¹).

Inerti per calcestruzzo.

Le dolomie del Trias e dell'Infralias (G^{1-T⁶}), cataclasmizzate e ridotte a un sabbione misto a pietrischetto minuto, sono usate come inerti per calcestruzzi.

Fra le principali cave aperte nei sabbioni dolomitici si possono ricordare quelle lungo la strada Itri-Sperlonga e quelle ubicate alla base del versante nord occidentale del M. Massico, presso la Strada Statale « Appia ».

Calcare per calce.

Nell'area del foglio Gaeta non vi sono importanti impianti per la produzione della calce.

Uniche utilizzazioni di questo tipo si trovano nelle cave di S. Orsola, a S di Itri, nelle cave di Gaeta, ed in alcune cave del M. Massico. La roccia utilizzata è generalmente costituita dai calcari del Cretacico.

Gesso.

Nella formazione argilloso-sabbiosa del Messiniano si trovano intercalazioni di gesso generalmente di piccole dimensioni e quindi prive di interesse industriale.

Anticamente, secondo FERRERO (1879), il gesso delle argille di Spigno veniva utilizzato come materiale da costruzione; nelle pagine precedenti si è ricordato un sondaggio eseguito nel secolo scorso (MONTANI, 1856) che avrebbe attraversato 20 m di gesso alla profondità di 250 m circa.

Recenti tentativi per utilizzare il gesso delle argille messiniane (SABELLA, 1956) sembrano rimasti senza seguito.

Argille.

Argille per laterizi.

Notevole interesse per l'economia regionale rivestono le argille mioceniche della parte occidentale del foglio, utilizzate per la fabbricazione di laterizi.

L'importanza delle argille di Formia deriva in parte dal fatto che lungo la costa tirrenica, su un tratto di oltre 200 Km, e verso l'interno non si trovano altri affioramenti argillosi di notevole estensione, utilizzabili per la preparazione di laterizi su scala industriale. Infatti le più vicine fornaci industriali si trovano a N nella zona di Roma, a S oltre la città di Salerno e verso E presso Benevento.

Le numerose cave di argilla del foglio Gaeta, alle quali sono collegate importanti fornaci per laterizi, sono aperte nelle argille siltose grige, con tracce di gesso, alternate a sabbie argillose, attribuibili al Messiniano (M_g⁵), che si trovano tra Formia e Maranola ed ad E di Castellonatoro.

Argille figuline.

L'industria figulina (per olle, pignatte e terraglie in genere, di modesta fattura e pregio) era molto sviluppata da tempo antichissimo a Carinola, Teano, Sparanise (F^o 172), S. Clemente di Galluccio (F^o 161), Corbara (F^o 171) ecc.

Ora rimangono numerosi vasai in quest'ultima località, mentre altrove l'artigianato si va estinguendo. Essi fanno uso di qualsiasi deposito alluvionale o vulcanico purché di consistenza argillosa: le cosiddette terre grasse.

A Rocca d'Evandro, Calabritto (sulle falde di M. Camino, verso Galuccio, F° 160), Carinola, Calvi (F° 172) ecc. venivano sfruttate, come materia prima, le argille più o meno sabbiose giallastre o brune intercalate a sabbie o arenarie, generalmente mioceniche.

Ad esse veniva probabilmente mischiata una certa quantità di materiale vulcanico per dare all'impasto un maggiore tenore di allumina e silice, senza il quale le suddette argille avrebbero dato un prodotto di scarsa resistenza.

Secondo FERRERO (1879) le argille figuline per vasi devono infatti contenere:

Silice dal 57 al 61 %
Allumina dal 24 al 37 %
Ossidi di Fe dal 4 al 7,5 %
Calce dal 0,5 al 1,7 %

Nei dintorni di Capua, Caserta, S. Maria (F° 172) si sfruttano le alluvioni del Fiume Volturno per laterizi ordinari. Anche qui, però, per alzare il tenore di allumina e silice, si impastano con « tufo grigio campano » o con pozzolana.

Formazioni vulcaniche.

Lave.

Diverse colate di tefrite e basanite leucitica, di basalto e di latite del Roccamonfina vengono utilizzate, per usi locali, in modo non continuativo.

La scelta cade naturalmente sulle varietà più omogenee e compatte, più dure e capaci eventualmente di assumere una buona lucidatura.

Queste lave hanno ottime caratteristiche meccaniche, specie per quanto riguarda l'usura e la resistenza alla compressione; il loro carico di rottura oscilla tra 2000 e 2500 Kg/cm² ed il peso specifico tra 2,34 e 2,67.

Le rocce fonolitiche, invece, per la facile alterabilità dei numerosi e grossi cristalli di sanidino, non presentano generalmente una sufficiente resistenza agli agenti atmosferici per poter essere usate come materiale da costruzione. Considerazioni analoghe valgono anche per le tefriti a grossi cristalli di leucite alterata e farinosa, che danno luogo a zone di discontinuità e di minor resistenza, e per le lave scoriacee o bollose nelle quali la resistenza alla compressione subisce una notevole diminuzione.

Un tempo le lave, squadrate in parallelepipedi, erano molto utilizzate per bordi di marciapiedi e riquadri di finestre; tagliate in lastre (« basoli »), per pavimentazione di sedi stradali. Un'altra antica utilizzazione, ormai completamente scomparsa, era la fabbricazione di frantoi e macine, per le quali era particolarmente quotata una tefrite leucitica, molto compatta e resistente, affiorante presso Valogno (F° 172) (da cui deriva il nome della località: Molara di Valogno).

Attualmente l'uso più diffuso delle lave compatte del Roccamonfina è quello della produzione di pietrisco stradale: per questo scopo sono aperte delle importanti cave nelle basanite leucitiche (F.i 160-171), affioranti sulla sinistra del F. Garigliano.

Tufo giallo.

Il tufo giallo litoide del Roccamonfina (tt) presenta alcune caratteristiche che lo rendono particolarmente adatto come materiale da costruzione; la resistenza allo schiacciamento, il peso specifico relativamente basso specie in talune varietà vacuolari, la facilità allo scavo ed al taglio, eseguibile facilmente con sega rotante, l'assenza di grossi inclusi che altererebbero l'omogeneità, il colore uniforme di diverse tonalità di giallo.

Le cave principali si trovano nei dintorni di Sessa Aurunca (F° 171), Tavola, Marzano Appio e Valogno (F° 172), S. Clemente, Mignano e Piantoli (F° 161).

Il tufo di Piantoli (F° 161), uno dei più solidi e compatti di tutta la Campania per la sua grana fine ed omogenea, era una volta utilizzato per cornici, mensole, gole o altri pezzi di ornamentazione per l'edilizia; altre cave particolarmente note per le caratteristiche del materiale estratto sono

quelle di Tavola-Marzano Appio-Papuni (Fo 172), di Mignano e dei Torazzi, a SE di S. Clemente (F.i 161-172).

Nella tabella seguente sono riportati i valori di alcune prove di resistenza allo schiacciamento (in Kg/cm²) eseguite su campioni di tufo giallo litoide proveniente da diverse località.

S. Nicola La Strada	46,20 — 62,16	PENTA	1935
Caserta	27,50 — 35,00	»	1935
»	22,25 — 44,50	»	1935
»	25,40 — 29,80	»	1935
S. Nicola	43,40 — 54,00	DI GIROLAMO	1968
S. Benedetto — S. Nicola	27,00	»	1968

Anche a Ventotene si ritrova un tufo giallo litoide (tl) che viene utilizzato come materiale da costruzione.

Tufo grigio o ignimbrite.

L'ignimbrite di Roccamonfina, identificabile con il « tufo grigio campano », presenta un diverso grado di autometamorfismo sia in senso verticale che orizzontale; si passa, cioè, da una facies incoerente e pulverulenta (« cinerazzo ») e da un « tufo grigio » poco coerente, nelle zone superficiali e periferiche, ad una facies di « tufo pipernoide » e di « piperno », ad autocementazione sempre più intensa, nelle zone centrali e in profondità.

Le parti superficiali incoerenti sono talora utilizzate come materiale pozzolanico, mentre le parti profonde, compatte, leggere, sonore e facili al taglio, ma molto resistenti al carico per l'omogeneità della tessitura, hanno trovato e trovano largo impiego come materiale da costruzione.

Le grandi statue dette « Matres Matutae » del Museo Provinciale Campano a Capua, rappresentanti probabilmente la dea della fecondità e risalenti all'VIII secolo a. C., sono scolpite nel tufo grigio campano. Lo stesso materiale è stato adoperato nel ponte romano sul Volturno a Capua e nel « Ponte degli Aurunci » sul rio Travata a SW di Sessa Aurunca, nel Duomo di Caserta Vecchia (sec. X) e di Sessa Aurunca (sec. XII), negli antichi palazzi di Carinola, Teano, Sessa Aurunca, ecc.

Nella tabella seguente sono riportati i carichi unitari di rottura per compressione (Kg/cm²) di una serie verticale campionata presso Puccianiello (a N di Caserta) e di campioni sparsi provenienti da varie località.

Dalle prove eseguite sui campioni della serie Puccianiello, si vede come il carico di rottura aumenti gradualmente con la profondità della zona di prelievo.

Puccianiello, Cave del Marchese

Camp. 1 — Tufo campano grigio	19,2	DI GIROLAMO	1968
» 2 — Parte alta del tufo pipernoide	19,2	»	1968
» 3 — Parte bassa del tufo pipernoide	38,3	»	1968
» 4 — Parte alta piperno	61,7	»	1968
» 5 — Parte bassa piperno	124,0	»	1968
S. Angelo in Formis	10,0	»	1968
Sessa Aurunca (Rio della Selva)	169,6	»	1968
Piedimonte di Casolla (Caserta)	180,0	»	1968
Capua	14,0	PENTA	1935
Tora-Picilli (500 m dalla ferrovia)	47,0	»	1935
Blocco del ponte romano sul Volturno, a Capua	48,0	»	1935
Camigliano (Fraz. Pontuliano)	42,0	»	1935
S. Nicola	50,0	»	1935
S. Angelo in Formis	39,0	»	1935
Vitulazio	25,5	»	1935
Caianello	82,3	»	1935

Pozzolane.

Le pozzolane dell'apparato vulcanico del Roccamonfina si presentano come un materiale incoerente, di consistenza cineritica o localmente sabbiosa, di colore grigio avana. Sul foglio 171 Gaeta sono state indicate con la sigla (p).

Le pozzolane sono composte da una matrice vetrosa, talora zeolitizzata, a struttura porosa, con frammenti sparsi di cristalli di feldspati, biotite, piro-seni e secondariamente di leucite, olivina, magnetite, ecc. e con piccoli inclusi pomicei. L'analisi microscopica e roentgenografica e considerazioni di natura

geochimica portano a ritenere la matrice vetrosa delle pozzolane come dovuta alla polverizzazione del magma fuso, causata da sostanze gassose sviluppatesi durante il processo eruttivo. La fase vetrosa delle pozzolane ha struttura porosa (fattore fondamentale per la determinazione delle proprietà pozzolaniche) e proprietà fisiche e chimiche che l'avvicinano più ad un gelo che a un vetro.

Le pozzolane del Roccamonfina sono oggetto di intensa attività estrattiva; le cave più importanti si trovano nei dintorni di Rongolisi e Sessa Aurunca (F° 171), Corbara, Croce di Casale, Teano e S. Lucia (F° 172), Piccilli, Cave e Vaglie (F° 161), cioè lungo una fascia quasi continua posta alla periferia dell'edificio vulcanico.

Nella zona di Mondragone (F° 171), Carinola, Sparanise, Calvi, Pignataro e Capua (F° 172) viene adoperato come pozzolana anche il « cinerazzo », cioè la parte superficiale dell'ignimbrite generalmente disaggregata per uno spessore massimo di circa 3 metri.

Il « cinerazzo » è un materiale pulverulento ed omogeneo, con qualche frammento di pomice alterata e di cristalli di sanidino, ed ha colore cinereo o rossiccio violetto per la presenza di ossidi di manganese e di ferro.

Lapilli, scorie e pomici.

Lapilli, scorie e pomici sono localmente usate per calcestruzzo leggero, nei « battuti » delle volte, dei lastricati, dei gradini e specialmente delle aie e dei terrazzi di copertura delle abitazioni di campagna.

Cave di lapillo si rinvengono nei dintorni di Conca della Campania (F. i 161-172), di M. Friello, Tora e Piccilli (F° 161), di Terracorpò, Orchi e M. Lucno (F° 172); cave di scorie si trovano presso Tuoro e Conca (F° 161), Teano (F° 172), Fontanaradina e Sessa Aurunca (F° 171).

Una cava di pomici, di dimensioni fino a 30 cm di diametro, è stata aperta in località Cardito, lungo la strada Torano-Roccamonfina (F° 172) in un livello intercalato nei depositi lacustri intracalderici. Il lapillo, per la sua permeabilità, viene anche usato come fondo dei sentieri di campagna.

Le pomici potrebbero trovare impiego come coibente termico ed acustico.

RISORSE MINERARIE.

Idrocarburi.

Nella piana del Garigliano e in quella del Volturno sono state effettuate ricerche di idrocarburi con esito negativo.

Il sondaggio SMM (1942-44), presso la foce del F. Garigliano, ha attraversato 318 metri di alternanze di argille, sabbie e ghiaie attribuibili alla copertura quaternaria (PENTA 1950).

Il sondaggio SAMET (Cellole-Aurunci 1), posto un paio di chilometri ad E del ponte della Via Appia sul Garigliano e profondo 1500 metri, sembra abbia attraversato le argille del Pliocene inferiore fra 1000 e 1500 metri di profondità, al di sotto della copertura pleistocenica costituita da alternanze di argille, sabbie, ghiaie, conglomerati, con qualche livello di torba, di ambiente lagunare più o meno salmastro.

Presso la foce del F. Volturno (foglio 172 Caserta) sono stati eseguiti numerosi sondaggi. Il pozzo Castel Volturno 3, profondo 3006 metri, posto a meno di un chilometro dal bordo orientale del foglio Gaeta, conferma la forte subsidenza avvenuta durante il Plio-Pleistocene.

Asfalto.

In vari livelli della successione carbonatica mesozoica dell'Appennino centro-meridionale si rinvengono talora impregnazioni bituminose singenetiche. Nelle formazioni calcaree e dolomitiche dei M. ti Aurunci e del M. Masico vi sono tracce bituminose più o meno diffuse e più o meno concentrate nelle dolomie del Trias sup.-Lias inf. (G¹-T⁶) e nella parte basale della formazione calcareo-dolomitica che va dal Lias sup. p. p. al Neocomiano inf. p. p. (C¹-G⁵), generalmente prive di interesse industriale (SOMICEM 1958).

Nella zona ad occidente di Itri (M. Cristo e Montalto) alcune impregnazioni bituminose contenute in questa seconda formazione hanno dato luogo a qualche tentativo di ricerca.

Leucite.

L'utilizzazione della leucite come materia prima per la estrazione del potassio e dell'alluminio è stata tentata diverse volte a partire dagli inizi

del secolo. La leucite, infatti, contiene 22-23 % di ossido di allumina, 17-18 % di ossido di potassio, 53-55 % di ossido di silicio, piccoli quantitativi di ferro, sodio e calcio e tracce di magnesio e titanio.

Nel periodo 1930-1940 furono eseguite diverse prove di carattere semi-industriale negli stabilimenti di Bussi (Chieti) e di Borgofranco d'Ivrea per lo sfruttamento della leucite con il processo Blanc, con risultati incoraggianti; ma l'utilizzazione di questo processo sul piano industriale si è dimostrata anti economica. A Fontanaradina, a N di Sessa Aurunca, sulla strada Sessa-Galluccio, uno stabilimento che utilizzava il metodo Blanc è stato in attività con alterne vicende dal 1930 al 1942; lo stabilimento ha adoperato come materia prima le lave leucitiche estratte dalle cave di S. Carlo, Galluccio, Conca della Campania e Sessa Aurunca.

In questi ultimi anni il problema dell'utilizzazione della leucite come materia prima per alluminio e potassio è tornato di attualità, sia per la possibilità di realizzare più economici processi preliminari di concentrazione meccanica, sia per l'esistenza di nuovi brevetti russi che permettono l'estrazione dell'allumina da rocce effusive simili alle leuciti.

Sabbie ferrifere.

Le sabbie fluviali della bassa valle del Garigliano derivano in massima parte dal disfacimento e dal dilavamento meteorico delle formazioni vulcaniche del versante occidentale del Roccamonfina e, in percentuale minore, dall'erosione delle rocce carbonatiche mesozoiche dei M. di Suio e di Rocca d'Evandro.

Lungo il litorale tirrenico, presso la foce del fiume, il moto ondoso favorisce il concentramento dei minerali femici più pesanti secondo straterelli scuri dello spessore di qualche centimetro.

Gli straterelli sfruttabili sono prevalentemente costituiti da granuli di quarzo, feldspati, pirosseni, anfiboli, olivina e magnetite, con piccole percentuali di ilmenite, granati, zirconio, vanadio e terre rare; i cristalli, data la vicinanza del Roccamonfina, conservano generalmente la loro forma originaria.

La composizione mineralogica quantitativa della sabbia della foce del Garigliano, secondo GOTTARDI-MITTEPERGHER (1956), è la seguente:

Pirosseni	50,5 %
Magnetite, ilmenite e spinelli	16,5
Quarzo	9,5
Calcite e calcari	8,4
Feldspati	8,4
Granati	4,4
Clivina	1,1
Tufi	0,9
Altri minerali	0,3

Durante l'ultima guerra, e negli anni immediatamente precedenti, la Soc. Terni ha estratto notevoli quantità di magnetite dall'arenile tra Scauri e la foce del Garigliano (F^o 171), usando separatrici elettromagnetiche.

IDROGEOLOGIA.

La suddivisione del foglio Gaeta in 4 unità geomorfologiche (M.ti Aurunci, M. Massico, Roccamonfina, pianura costiera del F. Garigliano) può essere utilizzata per un'esposizione ordinata e ragionata delle caratteristiche idrogeologiche della zona.

Formazioni carbonatiche dei M.ti Aurunci e del M. Massico.

La serie carbonatica, affiorante nei M.ti Aurunci e nel M. Massico con una potenza di circa 3000 metri, da un punto di vista idrogeologico può essere suddivisa grossolanamente in due parti: una zona inferiore, attribuibile prevalentemente al Giurassico, dello spessore di 1.500 m, in massima parte dolomitica e quindi dotata di piccola permeabilità interstiziale o praticamente impermeabile; una zona superiore, di analogo spessore, attribuibile in massima parte al Cretacico, permeabile in grande per fessurazione.

La separazione fra complesso prevalentemente dolomitico e complesso prevalentemente calcareo avviene gradualmente e non coincide con una

delle suddivisioni cronostratigrafiche adottate nella carta geologica; essa infatti viene a trovarsi nell'interno della formazione indicata con la sigla (C¹-G⁶).

Questa distribuzione delle caratteristiche di permeabilità della serie mesozoica carbonatica favorisce la costituzione di bacini idrici sotterranei, generalmente di notevoli dimensioni, contenuti nel complesso prevalentemente calcareo del Cretacico e delimitati in profondità, e talvolta lateralmente, dal complesso prevalentemente dolomitico giurassico, stratigraficamente sottostante.²⁰⁾

Le relative sorgenti, della portata di alcune o di molte centinaia di litri al secondo, ubicate alla base dei versanti dei rilievi carbonatici, sfiorano al di sopra di una soglia impermeabile costituita, quasi sempre, dalle formazioni argilloso-arenacee o marnose del Miocene medio-superiore, generalmente sovrapposte lateralmente per faglia ai complessi carbonatici.

Le principali sorgenti derivanti dalla serie carbonatica sono: Monte a Mare, S. Maria di Conca, Conca e Mazzoccolo, Capodacqua.

Sorgenti di Monte a Mare. - All'altezza di Monte a Mare, circa 6 chilometri a WNW di Gaeta, ad una quindicina di metri dalla costa si trova una sorgente sottomarina di portata discreta, proveniente dai calcari della formazione (C¹-G⁵).

Sorgente di S. Maria di Conca. - Questa sorgente fuoriesce quasi al livello del mare, mediante alcune scaturagini che pullulano attraverso la sabbia della piccola spiaggia, esistente al di sotto della strada litoranea, in corrispondenza del promontorio di M. Conca, 5 Km a WSW di Formia. La sua portata, difficilmente valutabile dato che un quantitativo imprecisato di acqua sgorga direttamente in mare, è probabilmente di varie decine di litri al secondo.

Il bacino della sorgente è contenuto nelle retrostanti colline calcaree; esso è limitato verso W dalle dolomie giurassiche praticamente impermeabili; verso NE al di sotto dei depositi recenti della stretta piana di Vendicio,

²⁰⁾ La differente permeabilità delle formazioni calcaree e delle formazioni dolomitiche è stata osservata da MODERNI (1913-1914) nella zona di Itri.

è probabile l'esistenza delle argille siltose del Miocene medio-superiore affioranti oltre Formia; inoltre, in base alle notizie sugli scavi per le fondazioni del pontile della vicina raffineria di petrolio, sembra che marne ed argille del Miocene costituiscano i fondali marini nella zona antistante la sorgente.

Alcuni pozzi per irrigazione, scavati nella valletta ad W della sorgente, a poche centinaia di metri dalla linea di costa, trovano l'acqua nei calcari, al di sotto di qualche metro di terra rossa argillosa impermeabile; l'acqua risale dal fondo pozzo, livellandosi generalmente a q. 2,00.

Questa quota, relativamente elevata, sembra una conferma della chiusura periferica dei calcari permeabili da parte delle marne impermeabili; infatti, nel caso in cui l'acqua sotterranea contenuta nei calcari giungesse al mare, lungo un fronte di alcune o di molte centinaia di metri, senza un tamponamento impermeabile periferico, la falda, molto probabilmente, manterrebbe un andamento suborizzontale con una cadente minima.

Sorgenti Conca e Mazzoccolo. - Le due scaturagini di Conca e Mazzoccolo si trovano dietro l'abitato di Formia, ai piedi della scarpata ferroviaria, ad E della Stazione.

La sorgente Conca, della portata di 50-100 l/sec., nasce dal detrito, a circa q. 15, non lontano dalla Stazione. L'acqua proviene dai retrostanti calcari cretacici e probabilmente sfiora sulle argille che si ritiene esistano a piccola profondità, al di sotto dei depositi recenti della Piana di Formia.

La sorgente Mazzoccolo, posta 600 metri ad W della sorgente Conca, ha una portata di magra di 300 l/sec. La sorgente era costituita da numerose polle, distribuite fra q. 11 e q. 14 su di un fronte di varie decine di metri, e sgorgava dai conglomerati del Pliocene. I conglomerati, appoggiati lateralmente ai calcari cretacici del versante orientale di Monte di Mola e sovrapposti alle marne del Miocene, affiorano secondo una fascia larga alcune centinaia di metri e allungata in direzione N per oltre un paio di chilometri e sono carsicizzati secondo linee preferenziali. La captazione della sorgente da parte dell'acquedotto di Formia ha concentrato l'acqua in corrispondenza di un'ampia cavernosità dei conglomerati, posta a q. 7.

Date le dimensioni limitate dell'affioramento conglomeratico e la note-

vole portata della sorgente, il relativo bacino idrico sotterraneo è certamente contenuto nei retrostanti calcari cretaci.

Sorgente Capodacqua. — La sorgente, della portata di magra di 400 l.sec., posta a q. 40 sul bordo orientale del M. Aurunci, un paio di chilometri a S del paese di Spigno Saturnia Vecchio, è utilizzata dall'acquedotto di Gaeta, Scauri e Minturno.

La sorgente proviene dai calcari permeabili di Monte La Civita, Monte Castello, ecc. e sfiora al di sopra delle argille impermeabili del Miocene superiore, in corrispondenza del punto più basso della linea di contatto calcari-argille.

Sorgenti sepolte. — Probabilmente altre sorgenti basali, provenienti dai calcari cretaci, si trovano alla base del versante nord-occidentale del M. Matico; l'acqua di queste sorgenti si infiltra nelle intercalazioni permeabili della copertura quaternaria della piana costiera, alimentando alcune falde idriche, talora artesiane.

In definitiva, dal bordo meridionale dei M. ti Aurunci, in corrispondenza dei punti più depressi della linea di contatto fra le formazioni calcaree permeabili e le antistanti marne ed argille impermeabili del Miocene, oltre la sorgente sottomarina di Monte a Mare e le eventuali sorgenti sepolte, sgorgano tre grossi gruppi sorgentizi (sorgenti Conca, Mazzoccolo, Capodacqua) con una portata complessiva di magra di quasi un metro cubo a secondo.

Le separazioni fra i relativi bacini idrici sono date da sollevamenti della formazione prevalentemente dolomitica di base, che costituisce lo spartiacque sotterraneo fra bacino e bacino.

Sorgenti del « livello ad *Orbitolina* ». — Una falda idrica sospesa si trova in corrispondenza delle marne del sottile e discontinuo « livello ad *Orbitolina* » dell'Aptiano, intercalato nel complesso calcareo cretaco. Da questa falda derivano piccole sorgenti di modesta portata, spesso a carattere temporaneo, poste a quote elevate, anche oltre i mille metri, che costituiscono le uniche risorse idriche delle zone di montagna; infatti, come è stato precedentemente esposto, il livello dell'acqua di base contenuta nei calcari si trova generalmente a poche decine di metri al di sopra della quota del mare.

Formazioni vulcaniche del Roccamonfina.

L'idrogeologia dei vulcani-strato, fra i quali rientra l'apparato vulcanico del Roccamonfina, è generalmente complessa e difficilmente decifrabile.

Molte sono le difficoltà che ostacolano la ricostruzione precisa dei rapporti superficiali e specialmente profondi delle varie formazioni e quindi, a maggiore ragione, la determinazione delle caratteristiche idrogeologiche della zona.

Fra queste cause è sufficiente ricordare la mancanza di un criterio cronostratigrafico preciso per la datazione relativa delle varie formazioni e per la loro correlazione a distanza, la forma irregolare ed imprevedibile dei vari complessi litoidi, le caratteristiche dei rapporti giaciturelle delle formazioni vulcaniche, derivanti dalla sovrapposizione di successive morfologie sepolte, originate da fasi di attività vulcanica, alternate a fasi di quiescenza e di erosione subaerea più o meno intensa.

Anche le caratteristiche di permeabilità dei vari prodotti vulcanici sono difficilmente definibili, in quanto si tratta di formazioni litologicamente non omogenee, localmente alterate ed argillificate.

Nei riguardi della permeabilità, le formazioni vulcaniche possono suddividersi secondo il seguente schema orientativo:

Lave e ignimbriti: impermeabili, se compatte; permeabili in grande, se fratturate.

Lapilli, pozzolane, tufi sciolti: permeabili per porosità.

Tufi litoidi, tufiti, cineriti, ecc.: praticamente impermeabili.

L'intrecciarsi reciproco delle varie formazioni piroclastiche e laviche e le variazioni litologiche locali, sia originarie sia dovute ad alterazioni successive, favoriscono la formazione di numerose piccole sorgenti locali, con bacini idrici superficiali e di dimensioni limitate e con portate esigue, generalmente di pochi decimi di litro a secondo.

Gli unici due gruppi di sorgenti di una certa importanza, noti nell'apparato vulcanico di Roccamonfina, si trovano uno nell'interno del recinto calderico, non lontano dal paese di Roccamonfina, l'altro nei pressi della stazione ferroviaria di Teano, alla base del versante sud-orientale dell'apparato vulcanico.

Un'altra sorgente con portata discreta è ubicata un paio di chilometri a NW di Teano.

Sorgenti di Roccamonfina. – Alla base del versante meridionale e sud-orientale del domo latitico di M. S. Croce, lungo il bordo interno della caldera, ricolma per spessori superiori al centinaio di metri da tufiti e cineriti a granulometria pelitico-psammitica, su di un fronte di circa 3 chilometri, sgorgano numerose sorgenti (Fontanafredda, Ortoli, Fontanamuta, Pozzillo, Soriente, Valleamati, ecc.) poste a q. 500-600, con una portata complessiva di magra di una settantina di litri a secondo.

Molte di queste sorgenti sono captate mediante semplici cunicoli di drenaggio scavati nelle tufiti a pochi metri di profondità; nella zona circostante, il terreno è costantemente impregnato d'acqua.

La posizione delle sorgenti, la costanza della quota di sgorgo e le caratteristiche dei punti di emergenza fanno ritenere lecita l'ipotesi che le sorgenti costituiscano lo sfioro di un serbatoio idrico sotterraneo, contenuto nella latite, permeabile per fratturazione, tamponata dalle tufiti e dalle cineriti impermeabili o localmente debolmente permeabili.

A conferma di questa ipotesi si può osservare che tutte le sorgenti si trovano lungo il bordo meridionale e sud orientale del domo latitico, dove la linea di contatto con le tufiti-cineriti scende fino a q. 550-600, mentre sugli altri versanti la linea di contatto risale al di sopra di q. 600, fino ad un massimo di 650 s. l. m. Inoltre la curva di livello 600, praticamente chiusa, circoscrive un'area (M. S. Croce e M. Lattani) di circa 5 Km² di superficie, posta a quota superiore a quella delle sorgenti e costituita quasi esclusivamente dall'affioramento della latite, che è tutto compresa in essa.

Probabilmente una galleria nella latite, posta a quota leggermente inferiore a quella delle sorgenti attuali, potrebbe drenare direttamente l'acqua contenuta nella roccia, concentrando tutte le scaturigini in una sola zona, prosciugando la piana di Pratolongo e realizzando un probabile incremento delle portate utilizzabili.

Sorgenti di Teano. – Nella zona circostante la stazione ferroviaria di Teano sgorgano le sorgenti Santuccia, Solona e S. Paride, rispettivamente di 80, 50 e 20 litri al secondo.

La sorgente Santuccia si trova sul lato destro dell'alveo del Savone di Assano, a q. 90 circa, all'altezza del bivio tra la via Casilina e la strada per Teano; la sorgente Sonola è posta circa un chilometro a SW della Santuccia, più o meno alla stessa quota; la sorgente S. Paride sgorga nel Savone di Teano, a q. 90, subito a monte della strada per Teano.

Le tre sorgenti sgorgano dal « tufo grigio campano », ma l'entità della portata complessiva e la modesta permeabilità dell'ignimbrite fanno ritenere probabile una provenienza da colate laviche sepolte, permeabili per fratturazione, che, nei pressi della loro estremità, versino l'acqua in esse contenuta nei tufi più o meno permeabili che le ricoprono e le circondano.

Questa ipotesi è avvalorata da ricerche idriche eseguite nella zona qualche decina di anni fa. Alcuni sondaggi hanno infatti raggiunto colate laviche sepolte, con notevoli quantitativi di acqua in pressione, poste a meno di 20 metri di profondità in corrispondenza della sorgente Sonola e a 60 metri di profondità circa un chilometro a monte di questa sorgente (MADDALENA 1933 a, 1933 b, 1941).

Sorgente Tuoro. – La sorgente Tuoro, posta a q. 227 e della portata di magra di 5 litri al secondo, alimenta l'acquedotto di Teano. L'opera di captazione, che è ancora quella dell'antico acquedotto romano, consiste in un lungo cunicolo scavato nel tufo, parallelamente al fosso. Il cunicolo, in corrispondenza della sua estremità, sembra abbia raggiunto una colata lavica, da cui si può ritenere che provenga l'acqua della sorgente.

Pianura costiera del Garigliano.

Non si hanno molti elementi per uno studio approfondito dell'idrogeologia della piana costiera del F. Garigliano ma i pochi dati noti e le conoscenze geologiche generali nella regione in esame sono sufficienti per delineare uno schema idrogeologico abbastanza vicino alla realtà.

La piana costiera corrisponde ad un'area di subsidenza terziaria e quaternaria; le sue caratteristiche geologiche ed idrogeologiche possono dedursi, oltre che dai dati superficiali, anche dall'esame di tre pozzi: due perforati per la ricerca di idrocarburi, uno per ricerca di acqua.

Il sondaggio Cellole-Aurunci 1, profondo 1.500 metri, è stato perforato dalla SAMET nel 1954, un paio di chilometri ad E del ponte sul F. Garigliano della Strada Statale « Appia »: Il pozzo, sul quale non si hanno dati molto precisi, avrebbe attraversato un migliaio di metri di depositi recenti, costituiti da alternanze di argille, argille sabbiose, sabbie, livelli di torba, talora di spessore discreto, ghiaie più o meno cementate e, nella parte superiore, qualche intercalazione piroclastica, rappresentante probabilmente le ultime propaggini sud occidentali dell'apparato vulcanico di Roccamonfina. Successivamente, da 1000 a 1500 metri, sono state incontrate argille e argille marnose con intercalazioni più o meno arenacee attribuite dubitativamente al Pliocene inferiore. Non si hanno notizie sulle probabili falde idriche incontrate nel pozzo.

Il sondaggio SMM (Società Meridionale Metano), profondo 318 metri, è stato perforato nel 1942-43 presso la foce del F. Garigliano, in riva sinistra. Il pozzo, che è rimasto nelle formazioni quaternarie, costituite da alternanze di argille, ghiaie e sabbie, ha attraversato 6 falde artesiane, delle quali due risalenti fino a q. 20. La portata delle singole falde, spesso contenenti abbondante CO₂, è stata calcolata in 10-15 l/sec. (PENTA 1950).

Il sondaggio S. Marco, profondo 28 metri, si trova un paio di chilometri ad Est del paese di Minturno; la falda idrica, risaliente sul piano di campagna e ricca di CO₂, viene utilizzata come acqua minerale (acqua bicarbonata-alcalina-terrosa-carbonatica) in un apposito stabilimento.

Sembra quindi che si possa concludere che nella piana costiera del Garigliano, per uno spessore di alcune centinaia di metri, si possono rinvenire falde artesiane contenute nei livelli sabbiosi e ghiaiosi della copertura quaternaria.

L'alimentazione delle falde proviene in parte dall'acqua di fondo del M. Massico, in parte da acque contenute nelle formazioni permeabili del vulcano di Roccamonfina e in parte forse dalle acque del F. Garigliano. Il ritrovamento, nei pressi della linea di spiaggia (sondaggio SMM), di acqua dolce artesiiana fino a 300 metri di profondità e l'assenza di acque salmastre, dipende dal fatto che le intercalazioni permeabili contenenti le falde idriche vanno generalmente chiudendosi verso mare per un assottigliamento delle dimensioni e per una graduale diminuzione di granulometria.

La presenza di anidride carbonica nelle falde artesiane rientra nelle caratteristiche idrogeologiche della zona, nella quale si trovano importanti sorgenti termominerali e numerose emanazioni gassose.

Sorgenti minerali e termominerali; emanazioni gassose.

Nell'area esaminata nella presente nota sgorgano tre gruppi di sorgenti termominerali (Suio, Mondragone e Calena), una sorgente minerale fredda (Riardo) e varie emanazioni di idrogeno solforato e anidride carbonica, sia naturale che in pozzi. Tutte queste manifestazioni rientrano in un quadro regionale di attività magmatica residua o latente, caratteristico del bordo occidentale della penisola italiana.

Sorgenti di Suio. — Il F. Garigliano, prima di sboccare nella piana costiera, scorre per circa 6 chilometri in una gola relativamente stretta, compresa fra le estreme propaggini dei M. ti Aurunci ad W e le pendici dell'apparato vulcanico del Roccamonfina ad E, descrivendo un'ampia ansa con la concavità rivolta verso occidente.

Alla base del versante destro di questo tratto di valle, alla quota dell'alveo, sgorgano numerose sorgenti termominerali solfuree-carbonatiche, con temperature notevolmente elevate, fino ad un massimo di 48°, e con portate che vanno da 0,5 ad alcuni litri a secondo, per una portata complessiva di una trentina di litri al secondo.

La zona di emergenza delle sorgenti di Suio sembra trovarsi in corrispondenza dell'incrocio di due importanti faglie, di direzione NW e NE.

La prima faglia, chiaramente individuabile più a N nel foglio Cassino, pone a contatto la parte basale, prevalentemente dolomitica, della formazione (C¹-G⁵) ad W, con le marne del Miocene medio superiore ad E; l'altra faglia, posta in evidenza principalmente dalla gravimetria, delimita il bordo occidentale della fossa tettonica recente (Pliocene?), di cui il M. Massico rappresenta la sponda orientale e sulla quale è impiantato l'apparato vulcanico del Roccamonfina. Le varie sorgenti sgorgano da un sabbione calcareo-dolomitico, corrispondente probabilmente al materiale di frizione esistente lungo i piani di faglia.

L'impermeabilità delle marne mioceniche, la quasi impermeabilità delle dolomie giurassiche, l'indipendenza delle sorgenti dalla circolazione idrica sotterranea del massiccio calcareo (il serbatoio idrico sotterraneo contenuto nei calcari cretaci del gruppo di M. Maio sfiora verso Nord, non lontano dal paese di S. Giorgio a Liri nel foglio Cassino, a q. 20 circa) fanno ritenere probabile che le sorgenti di Suio siano alimentate in massima parte da acque juvenili che, dotate di forza ascensionale per la presenza di gas disciolti, risalgano in superficie in corrispondenza dell'incrocio delle due faglie NW e NE.

Questa ipotesi è confermata dai risultati di un sondaggio eseguito nel 1965 presso lo stabilimento termominerale Alba.

Il sondaggio, dopo avere attraversato per circa 80 metri le dolomie giurassiche intensamente cataclizzate e con incrostazioni di zolfo, ha raggiunto una falda mineralizzata, con temperatura di 65°, risaliente, con ritmo geysariano, ad oltre 2 metri al di sopra del piano di campagna.

Un altro sondaggio (Pozzo Conelle) perforato sulla strada per Suio, ai piedi del M. Castellaccio, ha rinvenuto nelle dolomie giurassiche, a 70 metri di profondità, acqua solfurea calda con risalienza a pochi metri sotto il piano di campagna.

Le varie sorgenti di Suio hanno caratteristiche chimiche simili, anche se le percentuali dei sali disciolti variano da una polla all'altra.

Si riporta l'analisi chimica della sorgente delle Terme di S. Antonio (SABELLA 1956) (analista prof. MARIO TALENTI):

Temperatura		47°,1 C
Residuo fisso a 110° C		2,3993 gr.litro
Residuo fisso a 180° C		2,3980 gr.litro
Sodio	Na	0,1416 gr.litro
Potassio	K	0,0942 gr.litro
Calcio	Ca	0,3793 gr.litro
Magnesio	Mg	0,1324 gr.litro
Alluminio	Al	0,0248 gr.litro
Residuo cloridrico	Cl	0,1645 gr.litro
Residuo solforico	SO ₄	0,6223 gr.litro

Residuo carbonico	CO ₃	0,7435 gr.litro
Residuo solfidrico	S	0,0014 gr.litro
Silice	SiO ₂	0,0736 gr.litro
Anidride carbonica		420,3 cm ³ .litro
Ossigeno		3,5 cm ³ .litro
Gas inerti		14,8 cm ³ .litro
Idrogeno solforato		5,6 cm ³ .litro

Sorgenti di Mondragone. – All'estremità sud occidentale del M. Masico, sul bordo dell'affioramento delle marne, arenarie e calcareniti del Miocene medio, a poche centinaia di metri dalla linea di spiaggia, si trovano le sorgenti termali di Mondragone.

L'acqua proviene da alcune piccole polle e da qualche trivellazione non molto profonda, posta su di un'area di un paio di centinaia di metri quadrati. Nella stessa zona vi sono emanazioni di anidride carbonica e di idrogeno solforato; alcuni sondaggi hanno trovato unicamente cospicue venute di gas freddo, costituito per la quasi totalità da anidride carbonica.

La portata complessiva delle sorgenti di Mondragone è di pochi litri al secondo.

La temperatura, che varia notevolmente fra un punto d'acqua e l'altro, raggiunge un massimo di 51° in corrispondenza di un sondaggio profondo pochi metri.

I dati di superficie non sono sufficienti per una interpretazione geologica dell'origine della sorgente; in ogni modo, l'impermeabilità complessiva della formazione miocenica e la costanza durante l'anno delle caratteristiche fisiche e chimiche delle manifestazioni idrotermali fanno ritenere probabile, analogamente a quanto ipotizzato per il bacino idrotermale di Suio, un'origine juvenile per la massima parte dell'acqua.

Si riporta l'analisi chimica di una delle manifestazioni sorgentizie di Mondragone (LAMBERTINI & MONDELLI 1965):

Sodio	Na	0,6910 gr.litro
Potassio	K	0,0710 gr.litro
Calcio	Ca	0,4428 gr.litro

Magnesio	Mg	0,0933 gr.litro
Ferro	Fe ++	0,0024 gr.litro
Cloro	Cl	0,9970 gr.litro
Bromo	Br	0,0070 gr.litro
Idrocarbonico	HCO ₃	1,3500 gr.litro
Idrosolfidrico	HS	0,0324 gr.litro
Solforico	SO ₄	0,4968 gr.litro
Acido silicico	H ₂ SiO ₃	0,0741 gr.litro
Acido borico	H ₃ BO ₃	0,0090 gr.litro
Anidride carbonica		0,3200 cm ³ .litro
Idrogeno solforato		0,0365 cm ³ .litro

Sorgente Calena. - Questa sorgente, di portata imprecisata ma modesta e con una temperatura di 22°, sgorga a q. 38 dalle alluvioni del F. Savone, all'altezza del Km 183 della Via Appia, presso Francolise, sul versante orientale del Roccamonfina, in una zona ricoperta da ignimbriti (i). Non si hanno elementi sufficienti per definire le caratteristiche idrogeologiche di questa sorgente; sembra però probabile che esista una componente parziale o totale di acque juvenili e di gas di origine endogena, risalenti lungo una faglia di direzione NE-SW.

Sorgenti di Riardo. - Presso il Km 179 della S.S. Casilina, nella piccola piana alluvionale delimitata ad W dalle pendici orientali dell'apparato vulcanico del Roccamonfina e a N, E e S dalle colline calcaree mesozoiche, in coincidenza di un allineamento NE lungo circa un chilometro, sgorga un gruppo di sorgenti (Eletta, Ferrarelle, Santagata, Pliniana, Gloriosa, Maxima) con una portata complessiva di una ventina di litri al secondo e una temperatura di circa 15°, contenenti una notevole quantità di anidride carbonica.

Si tratta probabilmente di una falda idrica poco profonda, alimentata lateralmente dalle formazioni vulcaniche del Roccamonfina, mineralizzata da spiragli fumarolici di anidride carbonica di origine endogena, forse posti in corrispondenza della supposta faglia NE SW, passante per la sorgente Calena.

Si riporta l'analisi della sorgente Ferrarelle (Società Acque Minerali Sangemini):

Temperatura	15° 4 C	
Radioattività (UM/l)	0,2	
Sodio	Na	0,0406 gr.litro
Potassio	K	0,0346 gr.litro
Litio	Li	0,0002 gr.litro
Calcio	Ca	0,3016 gr.litro
Magnesio	Mg	0,0243 gr.litro
Cloro	Cl	0,0177 gr.litro
Fluoro	F	0,0007 gr.litro
Solforico	SO	0,0080 gr.litro
Idrocarbonico	HCO ₃	1,1429 gr.litro
Silice	SiO ₂	0,0620 gr.litro
Anidride carbonica		1039,38 cm ³ .litro
Ossigeno		1,96 cm ³ .litro
Gas inerti		6,40 cm ³ .litro

Emanazioni gassose. - Sulla sinistra del F. Garigliano, nella zona delle sorgenti di Suio, presso il ponte dello sbarramento idroelettrico, è in continua, moderata attività una esalazione di idrogeno solforato che, ossidandosi, precipita piccoli quantitativi di zolfo sotto forma di incrostazioni cristalline o di effluorescenze giallastre.

Un chilometro a N e circa due chilometri a S dello sbarramento idroelettrico, lungo le alluvioni recenti del fiume, si osservano altre due emanazioni gassose, che fuoriescono facendo ribollire debolmente l'acqua stessa.

Emanazioni di idrogeno solforato esistono anche nei pressi delle sorgenti di Mondragone; emanazioni di anidride carbonica sono state rinvenute nel pozzo S. Marco e nel sondaggio SMM alla foce del Garigliano, precedentemente ricordati.

Data di presentazione del manoscritto: maggio 1969.

Ultime bozze restituite il 22 dicembre 1969.

VIII — BIBLIOGRAFIA

Geologia generale e formazioni sedimentarie

- ACCORDI B. (1963), *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionali*. « Atti del Convegno sulla Geologia dell'Appennino ». 13-14 dicembre 1962. « Mem. Soc. Geol. It. », 4, Bologna.
- ACCORDI B. (1966), *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. « Geologica Romana », 5, Roma.
- ACCORDI B., ANGELUCCI A. & SIRNA G. (1967), *Note illustrative della Carta geol. d'It. alla scala 1:100.000. Foglio 159 e Foglio 160 Frosinone e Cassino*. « Serv. Geol. d'It. », Roma.
- ACCORDI B., DEVOTO G., LA MONICA G. B., PRATURLON A., SIRNA G. & ZALAFFI M. (1967), *Il Neogene dell'Appennino laziale-abruzzese*. « IV Congresso Int. Com. Neogene Medit. », Bologna.
- ANGELUCCI A. (1966), *La serie miocenica nella media Valle Latina (Frosinone)*. « Geologica Romana », 5, Roma.
- ANGELUCCI A., DEVOTO G. & FARINACCI A. (1963), *Le « argille caotiche » di Colle Cavallaro ad est di Castro dei Volsci (Frosinone)*. « Geologica Romana », 2, Roma.
- AVENA G. C. & LA MONICA G. B. (1964), *Analisi sedimentologiche radiometriche di un complesso argilloso-arenaceo della formazione di Frosinone (Miocene medio-superiore)*. « Geologica Romana », 3, Roma.
- BAYARD F. (1803), *Voyage de Terracin à Naples*. Paris.
- BEHRMANN R. B. (1936), *Die Faltenbogen des Apennins und die Paläogeographische*. « Abhandl. Gesell. Wissensch. zu fatingen, Math. Physik Klasse », III Folge, Heft 15, Berlin.
- BELOUSSOV V. V. (1939), *Les divers types de plissements et leurs modes de formation*. « R. de Geogr. Phys. Geol. Dyn. », 2, Paris.
- BENEO E. (1939), *Sezione geologica della Penisola italiana dal Tirreno all'Adriatico attraverso l'Appennino Laziale ed Abruzzese*. « Boll. R. Uff. Geol. d'It. », 60, Roma.
- BENEO R. (1947), *L'interpretazione stratigrafica e tettonica della serie miocenica in Val Latina (Lazio). Importanza del rilevamento geologico*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », 44 (1945), Roma.
- BENEO E. (1950 a), *Le argille scagliose di S. Felice Circeo (Lazio)*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », 69, Roma.
- BENEO E. (1950 b), *La presunta finestra tettonica di Carpineto Romano nei M. Lepini (Lazio)*. « Boll. Uff. Geol. d'It. », 70, Roma.
- BLANC A. C. (1950), *Note illustrative per le escursioni della 54ª riunione estiva. Le formazioni pleistoceniche del M. Circeo*. « Boll. Soc. Geol. It. », 69, Roma.
- BLANC A. C. & SEGRE A. G. (1947), *Nuovi giacimenti tirreniani e paleolitici sulla costiera tra Sperlonga e Gaeta*. « Hist. Nat. », 2, Roma.
- BOGDANOFF A. A., MURATOV M. V. & KHAIN V. E. (1963), *Elements structuraux de la crôte terrestre*. « R. de Géogr. Phys. Géol. Dyn. », 5, Paris.
- BRANCACCIO L. (1966), *Osservazioni geo-morfologiche sulla conoide torrentizia del Rio Rava presso Mignano-Montelungo (prov. Caserta)*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 75, Napoli.
- BREISLAK S. (1798), *Topografia fisica della Campania*. Firenze.
- BREISLAK S. (1801), *Voyages physiques et lythologiques dans la Campains*. Paris.
- CACCIAMALI G. B. (1924), *Carreggiamenti nell'Appennino Abruzzese-Campano*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », 43, Roma.
- CARBONI S. & LOMBARDI L. (1957), *Su alcuni affioramenti in facies di flysch della Valle Latina*. « Boll. Soc. Geol. It. », 75, Roma.
- CASSETTI M. (1894 a), *Osservazioni geologiche sul Monte Massico presso Sessa Aurunca in provincia di Caserta*. « Boll. Com. Geol. d'It. », 25, Roma.
- CASSETTI M. (1894 b), *Relazione sui lavori eseguiti nella Valle del Volturno nell'anno 1893*. « Boll. Com. Geol. It. », 25, Roma.
- CASSETTI M. (1895), *Osservazioni geologiche eseguite l'anno 1894 in alcune parti dell'Appennino meridionale*. « Boll. Com. Geol. d'It. », 26, Roma.
- CASSETTI M. (1900), *Nuove osservazioni geologiche sui Monti di Gaeta*. « Boll. Com. Geol. d'It. », 31, Roma.
- CATENACCI E. (1964), *Sulla presenza di masse calcaree mesozoiche incluse nei sedimenti miocenici della media valle del T. Ausente (Lazio meridionale)*. « Boll. Soc. Geol. It. », 83, Roma.
- CATENACCI E., DE CASTRO P. & SGROSSO I. (1963), *Complessi-guida del Mesozoico calcareo dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese*. « Mem. Soc. Geol. It. », 4, Bologna.
- CATENACCI E. & MOLINARI V. (1966), *Sull'età dei conglomerati di Minturno (Lazio meridionale)*. « Boll. Soc. Geol. It. », 86, Roma.
- CATI F. e altri (1968), *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*. « Boll. Soc. Geol. It. », 87, Roma.
- CESTARI G. (1964), *Notizie geologiche sul flysch del Monte Massico (Caserta)*. « Boll. Soc. Geol. It. », 88, Roma.
- CESTARI G. (1965), *Descrizione geologica del gruppo del Monte Massico*. « Boll. Serv. Geol. d'It. », 86, Roma.
- CHIOCCHINI M. & DI NAPOLI ALLIATA E. (1966), *Sulla presenza di «Textulariella minuta» HOFKER e «Textulariella auruncensis» n. sp. (Foraminiferida) nel Cretacico inferiore dei monti Aurunci (Lazio meridionale)*. « Boll. Serv. Geol. d'It. », 87, Roma.

- COCOZZA T. & PRATURLON A. (1966), *Note geologiche sul colle Cantocchio (Lepini sud-occidentali, Lazio)*. « Geol. Romana », 5, Roma.
- COSTA O. G. (1964), *Memoria da servire alla formazione della carta geologica delle provincie napoletane*. « Atti Ist. Incoragg. », s. 2^a, 1, Napoli.
- CRESCENTI U. (1966), *Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese*. « Geologica Romana », 5, Roma.
- D'ARGENIO G. (1963 a), *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano*. « Mem. Soc. Geol. It. », 4, Bologna.
- D'ARGENIO B. (1963 b), *Il Paleocene degli Aurunci orientali*. « Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. », della Soc. Naz. Scienze, Lett. ed Arti in Napoli, 30, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1967), *Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennino campano)*. Memorie geomorfologiche nell'Italia centro-meridionale, n. 1, « Atti Acc. Sc. Fis. Mat. », 2, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1968), *Considerazioni sul ruolo della piattaforma carbonatica nell'area della geosinclinale appenninica durante il Mesozoico*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 76, Napoli.
- D'ERASMO G. (1931), *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania*. « Boll. Soc. Naturalisti », 43, Napoli.
- D'ERASMO G., & BENASSAI SGADARI M. L. (1958), *Bibliografia geologica d'Italia: vol. III, Campania*. Stab. Tip. G. Genovese, Napoli.
- DE CASTRO P. (1962), *Sulla presenza del Giura (Dogger-Malm) nei Monti Aurunci*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 71, Napoli.
- DE LUCA & MASTRIANI R. (1952), *Dizionario corografico del reame di Napoli*. Milano.
- DE RISO R. (1963-64), *Osservazioni geologiche sui Monti di Gaeta*. « Mem. e Note Ist. Geol. Appl. », 9, Napoli.
- DE STEFANI C. (1923), *Il supposto carreggiamento di S. Giovanni Incarico a Falvaterra*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 5, 12, Roma.
- DE TCHIHATCHEFF P. (1842), *Coup d'oeil sur la constitution géologique des provinces méridionales du Royaume de Naples*. Berlin.
- DEVOTO G. (1965), *Lacustrine Pleistocene in the lower Liri valley (Southern Latium)*. « Geologica Romana », 4, Roma.
- FARINACCI A. & RADOICIC R. (1964), *Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne*. « La Ricerca scientifica », 34, s. 2^a, 7, C. N. R. Roma.
- FRANCHI S. (1922), *Alcuni fatti a documentazione dei carreggiamenti della Valle del Liri*. « Boll. R. Com. Geol. d'Italia », 48, Roma.
- FRANCHI S. (1924 a), *Il grande « slittamento » delle masse calcaree secondarie dei Monti Ausoni e Lepini nei terreni miocenici della Valle del Liri e della Valle Latina*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », ser. 5, 33, Roma.
- FRANCHI S. (1924 b), *Nuove osservazioni sulle falde di ricoprimento dei Monti Ausoni e Lepini e del Preappennino Campano-Laziale*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », ser. 5, 33, 1 sem., Roma.
- FRANCHI S. (1924 c), *Nuove osservazioni sul carreggiamento Ausonio-Lepino*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, 1, Roma.
- FRANCHI S. (1926), *Sopra una probabile « finestra tettonica » attraverso il carreggiamento Ausonio-Lepino presso Vallecorsa*. « Boll. Soc. Geol. It. », 45, Roma.
- GIARIZZO A. (1965), *La piana del Garigliano*. « Boll. Soc. Geogr. Ital. », ser. 9, 6, Roma.
- GIGNOUX M. (1927), *Sur la tectonique de la Vallée Latine (entre Rome et Naples)*. « C. R. Soc. Géol. de France », Paris.
- GROSSI M. (1933), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio Frosinone*. « R. Uff. Geol. d'It. », Roma.
- GRZYBOWSKY J. (1921), *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale*. « Boll. Soc. Geol. It. », 40, Roma.
- HAMILTON W. (1801), *Voyages phisiques et lytologiques dans la Campanie*. Paris.
- IETTO A. (1964), *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta*. « Boll. Soc. Nat. in Napoli », 62, Napoli.
- LA MONICA G. B. (1966), *Caratteristiche granulometriche e sedimentologiche delle arenarie di Torrice*. « Atti Acc. Gioenia di Sc. Nat. », ser. 6, 18, Catania.
- MANFREDINI M. (1963), *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*. « Boll. Serv. Geol. d'It. », 84.
- MARZOLLA B. (1850), *Carta topografica della Provincia di Terra di Lavoro*, con notizie fisiche. Napoli.
- MINUCCI E. (1933), *Il mare pliocenico nella Campania*. « Mem. Geol. e Geogr. » di G. Dainelli, 3, Firenze.
- MODERNI P. (1913-14), *Note geologiche sulla catena dei Lepini e degli Ausoni e sul Promontorio Circeo*. « Boll. R. Com. Geol. d'Italia », 44, Roma.
- MONTANI B. (1859), *Carta geognostica dei vulcani della Campania e del territorio adiacente (Carta Geologica del Regno delle Due Sicilie, tav. VII)*. Scala 1:200.000 circa, Napoli.
- NOVARESE V. (1934), *Agro pontino e bacino di Fondi: geologia e permeabilità dei terreni*. In « Serv. Idrogr. », Min. LL. PP., *Le sorgenti italiane*, 3, Roma.
- NOVARESE V. (1943), *Il Miocene della valle Latina*. « Boll. Uff. Geol. d'It. », 68, Roma.
- OGNIBEN L. (1957), *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose nella zona di Caiazzo*. « Boll. Soc. Geol. It. », 75, Roma.
- OGNIBEN L. (1958), *Stratigrafia e microfauna del Terziario della zona di Caiazzo (Caserta)*. « Riv. It. Paleont. e Strat. », 64, n. 2, Milano.
- OLIVERI DEL CASTILLO A. (1966), *Considerazioni gravimetriche sul bacino eruttivo e sedimentario campano*. « Ann. Oss. Vesuv. », ser. 6, 8, Napoli.
- PETROCCHI P. (1952), *Osservazioni geologiche sui dintorni di Formia (Latina)*. « Ist. Geol. e Paleont. Univ. di Roma », nota 4, Roma.

- BURRI C. (1948), *Die petrographischen Provinzen Mittelitaliens*. « Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. », **28**, Zürich.
- BURRI C. (1961), *Le province petrografiche postmesozoiche dell'Italia*. « Rend. Soc. Min. It. », **17**, Pavia.
- BURRI C. (1966), *Problemi petrochimici del vulcanismo italiano*. « Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. e Arti », **78**, Padova.
- BURRI C. & NIGGLI P. (1949), *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Zweiter Hauptteil: der Chemismus der postophiolitischen Eruptivgesteine*. Kommissionsverlag von Guggenbühl & Huber, Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.
- CIVETTA L., GASPARINI P. & RAPOLLA A. (1966), *Aspetti dell'evoluzione magmatica del vulcano di Roccamonfina attraverso misure di radioattività*. « Ann. Oss. Vesuv. », ser. 6, **7** (1965), Napoli.
- CORTESE E. (1924), *Distribuzione dei vulcani, linee sismiche e loro rapporti con la configurazione geografica dell'Italia meridionale*. « Boll. R. Soc. Geogr. It. », ser. 6, **1** (7-8), Roma.
- COVELLI N. (1827), *Memoria per servire di materiale alla costituzione geognostica della Campania*. « Atti R. Acc. Sc. », **4**, Napoli 1839.
- CURTIS G. H. (1966), *Problem of Contamination in Obtaining Accurate Dates of Young Geologic Rocks*. Springer Verlag, Berlin.
- DEEKE W. (1891), *Zur geologie von Unteritalien. 3. Der sog. campanische Tuff, seine Lagerung, Zusammensetzung und Entstehung*. « N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal. », (2), Stuttgart.
- DEEKE W. (1893), *Zur geologie von Unteritalien. 4. Das System des Monte Maggiore bei Pignataro in Campanien*. « N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal. », (1), Stuttgart.
- DE LORENZO G. (1896), *Studi di geologia sull'Appennino meridionale*. « Atti R. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 2, **8** (7), Napoli 1897.
- DI GIROLAMO P. (1968 a), *Petrografia dei tufi campani: Il processo di pipernizzazione*. « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 4, **35**, Napoli.
- DI GIROLAMO P. (1968 b), *Rilevamento petrografico nel settore SW (Sessa Aurunca) del vulcano di Roccamonfina*. « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 4, **35**, Napoli.
- EVERNDEN J. F. & CURTIS G. H. (1965), *The Potassium-Argon Dating of Late Cenozoic Rocks in East Africa and Italy*. « Current Anthropology », **6**, (4).
- FRANCO P. (1900), *Il tufo della Campania*. « Boll. Soc. Naturalisti », ser. 1, **14**, Napoli, 1901.
- GALDIERI A. (1913), *Su di una leucofonolite Haiynitica del vulcano di Roccamonfina*. « Rend. R. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 3, **19** (6-10) Napoli.
- GALDIERI A. & PAOLINI V. (1913), *Il tufo campano di Vico Equense.*, « Atti R. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 2, **15** (15), Napoli 1914.
- GASPARINI P. (1965), *Contributo allo studio di alcune forme crateriche in prossimità del Monte Massico (Caserta) mediante misure di gravità*. « Ann. Oss. Vesuv. », ser. 6, **7**, Napoli.
- GASPARINI P. (1966), *Indagini gravimetriche su alcune forme crateriche della Campania settentrionale*. « Atti Acc. Pontaniana », nuova serie, **15**, Napoli.
- GASPARINI P. (1969), *K-Ar Dating of Plio-Pleistocene Italian Volcanic Rocks*. « Erdplanetary Sc. Lett. », **6**, Amsterdam.
- GIANNETTI B. (1964), *Contributo alla conoscenza di Roccamonfina. Nota I: le ultime manifestazioni eruttive della caldera*. « Boll. Soc. Geol. It. », **83**, (3) Roma 1965.
- GIANNETTI B. (1965), *Il vulcanismo secondario trachitico-fonolitico della caldera vulcanica di Roccamonfina*. « Boll. Soc. Geol. It. », **84** (2), Roma.
- GIANNETTI B. (1966), *Su due dicchi di lava del somma primitivo del vulcano di Roccamonfina*. « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. », ser. A, **73** (2), Pisa 1967.
- GUSSONE G. & TENORE M. (1834), *Rapporto intorno alle peregrinazioni de' soci ordinari signori M. TENORE e G. GUSSONE, eseguite in luglio 1834*. « Atti R. Acc. Sc. », **5**, (1), Napoli 1843.
- JOHNSTON LAVIS H. J. (1891), *The South Italian Volcanoes*. F. Furchheim ed., Napoli.
- KRANZ W. (1912), *Vulkanismus u. Tektonik im Becken von Neapel. III Roccamonfina und Vesuv*. « Abd. aus Dr. A. Petermanns Geographischen Mitt. », **58**, Gotha.
- LACROIX A. (1893), *Les enclaves des roches volcaniques.*, « Ann. Ac. de Mâcon », **10**, Mâcon.
- LOCARDI E. & MITTEMPERGER M. (1966), *Sulla genesi delle ignimbriti. Come ignimbriti ed altri prodotti piroclastici si generano da lave in colata.*, « Rend. Soc. Min. It. », **23**, Milano 1967.
- MARINELLI G. (1967), *Genèse des magmas du volcanisme plio-quatenaire des Apennins*. « Geol. Rundschau », **56**, (1) Stuttgart.
- MODERNI P. (1887), *Note geologiche sul gruppo vulcanico di Roccamonfina*. « Boll. R. Com. Geol. d'It. », **18**, (3-4) Roma.
- PANICHI U. (1919), *Ricerche petrografiche sul vulcano di Roccamonfina*. « Rend. R. Acc. Lincei », ser. 5, **28**, (2) Roma.
- PANICHI U. (1921), *Su la « Italite » e la « Vesbite » di H. S. Washington*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », ser. 5, **30**, (2) Roma.
- PANICHI U. (1924), *Ricerche petrografiche su la regione Aurunca (Vulcano di Roccamonfina)*. « Mem. Soc. It. Sc. Nat. detta dei (XL) » ser. 3, **22**, Roma.
- PATRONI C. (1896), *Dal gruppo vulcanico di Roccamonfina al M. Massico*. « Boll. Soc. Alpina Merid. », **4**, Napoli.
- PILLA L. (1840), *Observations sur le groupe montagneux de la Roccamonfina*. « Compt. Rend. Acc. Sc. de France », **10**, Paris.
- PILLA L. (1841), *Applicazione della teoria dei crateri di sollevamento al Vulcano di Roccamonfina nella Campania*. « Atti III Riun. Scienziati It., tenuta in Firenze nel 1841 », tipogr. Galileiana, Firenze.
- PILLA L. (1845), *Sur quelques minéraux recueillis au Vesuve et a la Roccamonfina*. « Compt. Rend. Ac. Sc. de France », **31**, Paris.

- PILLA N. (1795), *Saggio litologico su i Vulcani estinti di Roccamonfina, di Sessa e di Tiano*. Napoli.
- PILLA N. (1814), *I-II viaggio geologico per la Campania eseguito nelle contrade vulcaniche della Rocca*. « Giorn. Enciclop. », a. 8, 2-4, Napoli.
- PILLA N. (1823), *Geologia vulcanica della Campania, parte I-II*. Stamperia Reale, Napoli.
- RATH (VOM) G. (1873), *Zwei Gesteine der Roccamonfina.*, « Zeitschr. deutsch. geol. Gesell. », 25, Berlino. *Il vulcano di Roccamonfina*. « Boll. R. Com. Geol. d'It. », 4, Firenze.
- RITTMANN A. (1962), *Sur les ignimbrites en Italie*. « Arch. des Sc. Soc. de Physique », 14, (3) Geneve.
- RITTMANN A. (1963), *Les Volcans et leur activité*. Masson et C. Ed., (Trad. dalla II Ed. originale), Paris.
- SABATINI V. (1920), *Osservazioni sulle lave leucitiche del vulcano di Roccamonfina*. « Rend. R. Acc. Lincei », ser. 5, 29 (5), Roma.
- SCACCHI A. (1842), *Notizie geologiche e conbiologiche ricavate da una lettera del D.^e R. A. Philippi ad A. Scacchi*. « Rend. Ad. e Lav. R. Acc. Sc. », 1 (3), pp. 87-88, Napoli.
- SCACCHI A. (1849), *Memorie geologiche sulla Campania*. « Rend. R. Acc. Sc. », 8 (43), Napoli.
- SCACCHI A. (1885), *La regione vulcanica fluorifera della Campania*. « Atti R. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 2, 2 (2), Napoli 1888.
- SCACCHI A. (1888 a), *Sulle ossa fossili trovate nel tufo dei vulcani fluoriferi della Campania*. « Atti R. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 2, 3 (3), Napoli 1889.
- SCACCHI A. (1888 b), *Seconda appendice alla memoria intitolata: La regione vulcanica fluorifera della Campania*. « Rend. R. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 2, 2 (4-5), Napoli.
- SCACCHI A. (1890), *La regione vulcanica fluorifera della Campania (II ed.)* « Mem. per serv. alla descriz. della Carta Geol. d'It. », 4 (1), Firenze 1891.
- SCHERILLO A. (1965), *Latino e vulcanologia. Apud agrum calenum flamma eruptata*. « Atti Acc. Pontaniana », nuova serie, 14, Napoli.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P. & VALLANTE G. (1965), *Forme crateriche tra Mondragone e Vairano (Caserta)*. « Per. di Min. », 34 (2-3), Roma.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., & STANZIONE D. (1966), *Guida alle « Forme crateriche » della Campania settentrionale*. « Atti Acc. Pontaniana », nuova serie, 15, Napoli.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1968), *Precisazione sulle « Forme crateriche » dell'Agro Falerno*. « Atti Acc. Pontaniana », nuova serie, 17, Napoli.
- SEIFERT H. (1941), *Über ein basaltisches Gestein der Roccamonfina (Ein Beitrag zur vulkanologischen Geschichte dieses Gebirges)*. « N. Jb. Min., Geol. u. Pal. Abhand. », ser. A, 77, Stuttgart 1942.
- SGROSSO I. & AIELLO R. (1963), *Bocca eruttiva presso Presenzano (Caserta)*. « Boll. Soc. Naturalisti », 72, Napoli 1964.
- STANZIONE D. (1966), *Il tufo campano dell'Agro Falerno Mondragone (Caserta)*. « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 4, 33, Napoli.
- STANZIONE D. & DE' GENNARO M. (1968), *Il Colle Friello nel complesso vulcanico di Roccamonfina*. « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 4, 35, Napoli.
- STRECKEISEN A. (1966), *Die Klassifikation der Eruptivgesteine*. « Geol. Rundsc. », 55 (2), Stuttgart.
- TARICCO M. (1929), *Le escursioni del XLII Congresso della Soc. Geol. It. nei dintorni di Napoli*. « Boll. Soc. Geol. It. », 48, Roma.
- TEDESCO C. (1965), *Main Lines of the History of the Roccamonfina Volcano*. « Bull. Volcan. », 28, Napoli.
- WASHINGTON H. S. (1897 a), *Italian Petrological Sketches. IV The Roccamonfina region*. « Journ. Geol. », 5 (5), Chicago.
- WASHINGTON H. S. (1897 b), *Italian Petrological Sketches. V Summary and Conclusion*. « Journ. Geol. », 5 (4), Chicago.
- WASHINGTON H. S. (1899), *Some Analyses of Italian Volcanic Rocks*. « Amer. Journ. of Sc. », 9, New Haven 1900.
- WASHINGTON H. S. (1920), *Sull'Italite: un nuovo tipo di roccia leucitica*. « Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5, 29 (1), Roma.
- ZAMBONINI F. (1919), *Il tufo pipernoide della Campania e i suoi minerali*. « Mem. per serv. alla descr. della Carta Geol. d'It. », 7 (2), Roma.
- ZUBAKOV V. A. (1966), *Geochronologic scale of the continental Pleistocene*. « Doklady Ak. Nauk. », 169 (6).

Isole di Ventotene e S. Stefano

- BALDACCI O. (1954), *Marmite di abrasione a Ventotene*. « Atti XVI Congr. Geogr. It. » (Padova-Venezia 1954), Faenza 1955.
- BALDACCI O. (1955), *Le Isole Ponziane*. « Mem. Soc. Geogr. It. », 22.
- BARBERI F., BORSI S., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1967), *Contributo alla conoscenza vulcanologica e magmatologica delle Isole dell'Arcipelago Pontino*. « Mem. Soc. Geol. It. », 6 (4), Roma.
- BUCHNER G. (1946), *Capri, Ischia e Ventotene*. « Riv. Sc. preistoriche », 1, (in Graziosi P. ed altri: « Le scoperte e gli scavi ... »), Firenze.
- FORTIS A. (1794), *Osservazioni litografiche sull'isole di Ventotene e Ponza*. « Mem. Acc. Sc. Padova », 3, Padova.
- JOHNSTON LAVIS H. J. (1890), *Osservazioni geologiche sulle isole Ventotene e Santo Stefano (gruppo delle isole Ponza)*. « Boll. R. Com. Geol. », 1-2, Roma.

- NARICI E. (1932), *Contributo alla petrografia chimica della provincia magmatica campana e del M. Vulture*. « Zeitsch. f. Vulk. », 14 (3), Berlin.
- SABATINI V. (1893), *Descrizione geologica delle isole Pontine*. « Boll. R. Com. Geol. d'It. », 24, Roma.
- SABATINI V. (1898), *Relazione sulle escursioni alle isole Pontine*. « Boll. Soc. Geol. d'It. », 17, Roma.
- TRICOLI G. (1895), *Monografia per le isole del gruppo Ponziano*. Napoli.

Geologia Applicata

- ANONIMO (1915), *Scoperta di petrolio in provincia di Caserta*. « Boll. R. Soc. Geogr. », ser. 5, 4, Roma.
- ANONIMO (1923), *Le sabbie ferrifere lungo il litorale italiano*. « Giorn. Genio Civ. », 61, Roma.
- ANONIMO (1953), *Metano e forze endogene: Il convegno sulle ricerche per idrocarburi e forze endogene nell'Italia centro-meridionale*. « L'Ind. Miner. », 4, Roma.
- BLANC G. A. (1928), *La leucite materia prima italiana*. « Atti Soc. It. Progr. Sc. », XVI Riunione (1927), Roma.
- CANEVARI R. (1885), *Le acque per Gaeta*, Roma.
- CAPORALE G. (1861), *Delle acque minerali campane alla Esposizione Italiana del 1861*, Napoli.
- CAPPA R. & altri (1865), *Notizie intorno alle acque minerali della provincia napoletana*, Napoli.
- CASORIA G. (1883), *Acque di Gaeta*. « Amm. Staz. agr. Caserta », 9 (1881-82), Caserta.
- CASSITTO (1841), *Delle acque minerali e termali del Regno di Napoli*. « Ann. Civ. Due Sicilie », 33, Napoli.
- CASTELLI G. (1934), *L'utilizzazione razionale della leucite*. « L'Ind. Miner. », 8, Roma.
- CECCONI S. & RADAELLI L. (1957), *Minerali argillosi di terreni provenienti da zone vulcaniche*. « La Ric. scient. », 27, Roma.
- COVELLI N. (1839), *Memoria per servire di materiale alla costituzione geognostica della Campania (1827)*. « Atti Acc. Sc. », 4, Mines. Napoli.
- DE ANGELIS D'OSSAT (1918), *Applicazioni della geologia. XXV Relazione geo-idrologica sulla galleria della Vivola (Monti Aurunci)*, Roma.
- DE FUSCO M. (1884), *Le acque di Sujo sulla sponda destra del Garigliano*. « Movimento medico-chirurgico », 16, Napoli.
- DE LUCA F. & MASTRIANI R. (1852), *Dizionario corografico del reame di Napoli* Milano.
- DE LUCA S. & SCIVOLETTO P. (1870), *Ricerche analitiche intorno a talune varietà di calcari ed argille della provincia di Caserta*. Napoli.

- DE MONACO V. (1798), *Saggio analitico ed uso medico delle acque medicinali fredda e termale di Sujo*. Napoli.
- FALINI F. (1952), *Considerazioni geominerarie sul problema delle ricerche di idrocarburi liquidi e gassosi nell'Italia meridionale continentale con particolare riguardo ad alcune zone della Campania*. « Atti del VII Congresso naz. metano e petrolio (Taormina 1952) », 1, Palermo.
- FALINI F. (1956), *Deserminazione del gradiente regionale di gravità nell'area delle pianure del Garigliano e del basso Volturno (Campania)*. « La Ric. Scient. », 26, Roma.
- FACCA G. (1960), *Ricerca di idrocarburi nell'Italia meridionale peninsulare*. « Rivoluzione Industriale », 36, Milano.
- FERRERO L. O. (1879), *Esposizione regionale di Caserta — Contributo allo studio del materiale litologico della provincia*. 1, Caserta.
- FERRERO L. O. (1879), *Esposizione regionale di Caserta — Contributi allo studio del materiale litologico della provincia*. 2, Caserta.
- FERRERO L. O. (1887), *Sopra i metamorfismi chimici che le rocce esistenti nei pressi delle acque di Sujo presentano in dipendenza delle mofete e sorgive locali — in: ROCCATAGLIA, FERRERO & CASORIA « Analisi delle acque minero-termali di Sujo », Aversa.*
- FODERÀ L. (1893), *Relazioni speciali sul servizio dei distretti minerari — Distretto di Napoli — « Riv. Serv. Miner. », 1891, Roma.*
- GARELLI G. (1864), *Delle acque minerali d'Italia e loro applicazioni terapeutiche*. Torino.
- GIRASOLI D. (1909), *Sulla pozzolana di Mignano (Roccamonfina)*. « Atti Ist. Incoragg. », ser. 6, 61, 1910, Poli.
- G. F. (1843), *Delle acque minerali e termali nel Regno di Napoli*. Art. I e II Amm. Civ. Regno Due Sicilie, 31, Napoli.
- GARELLI G. (1864), *Delle acque minerali d'Italia e delle loro applicazioni terapeutiche*. Torino.
- GOTTARDI G. & MITTEMPERGER M. (1956), *La sabbia della foce del Garigliano*. « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. », Ser. A, 63, Pisa.
- IPPOLITO F. (1938), *Ricerca e studio di una « zeolite » naturale italiana*. « Atti Convegno Naz. Gruppi Acquedotti e fognature », 1938, Genova.
- IPPOLITO F. (1938-39), *Studio di un materiale « geolitico » italiano*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 50, Napoli 1940.
- IPPOLITO F. (1947), *Il centro studi delle risorse naturali dell'Italia meridionale nel biennio 1945-46*. « Atti Fondaz. Politecn. Mezzogiorno d'It. », 3, Napoli.
- IPPOLITO F. (1949), *Sull'industria estrattiva nel Mezzogiorno d'Italia*. Mem. e note dell'« Istituto di Geologia applicata », 2, Napoli.
- IPPOLITO F. (1956), *L'industria delle materie prime nel Mezzogiorno d'Italia*. « Nord e Sud », 19, Roma.
- ISTITUTO D'INCORAGGIAMENTO DI NAPOLI (1865), *Notizie intorno alle acque delle province napoletane*. Napoli.

ISTITUTO R. SPERIMENTALE DELLE COMUNICAZIONI — Sezione Ferroviaria — *Ricerse italiane in materiali da costruzione*. Roma.

JERVIS G. (1874), *I tesori sotterranei dell'Italia*. 2^a parte, Torino.

JERVIS G. (1876), *Guida alle acque minerali d'Italia*. 2 vol. Torino.

LAMBERTINI D. & MONDELLI G. (1965), *Relazione sull'esame analitico delle acque termominerali esistenti in località «Le Vagnole» nel Comune di Mondragone*. «Boll. Soc. Nat. in Napoli», 74, Napoli.

LA PIRA G. M. (1820), *Memoria sull'origine, analisi ed uso medico delle acque minerali di Terra di Lavoro*. Caserta.

LORENZI A. (1906), *Temperatura delle sorgenti termali di Sujo (valle del Garigliano)*. «Mondo sotterr.», 3, Udine.

MADDALENA L. (1933 a), *Studi geoidrotologici nel gruppo vulcanico di Roccamonfina*. «Boll. Soc. Geol. It.», 52, Roma.

MADDALENA L. (1933 b), *Studio geoidrologico delle sorgenti Santuocia e Sonola alle falde orientali del vulcano di Roccamonfina e considerazioni generali sulle acque profonde dei gruppi vulcanici*. «Atti Soc. It. per il Progr. delle Sc.», XXI Riunione, Roma 10, 1932, 5, Pavia.

MADDALENA L. (1941), *Una interessante ricerca d'acqua alle falde del vulcano spento di Roccamonfina*. «La Tecnica Professionale», 9.

MAGGIORE L. (1934), *Distretto minerario di Napoli. Ricerche (nel 1932) Miniere; acque minerali e termominerali; officine mineralurgiche; officine metallurgiche; cave*. «Relaz. Srev. Miner.», 58, Roma.

MAGGIORE L. (1935), *Distretto minerario di Napoli. Ricerche (nel 1933) Miniere; officine mineralurgiche; officine metallurgiche; acque minerali; cave*. «Relaz. Serv. Miner. e statistica ind. estr.», 59, Roma.

MAGGIORE L. (1936), *Distretto di Napoli. Ricerche (nel 1934). Miniere; acque minerali; officine mineralurgiche; officine metallurgiche; cave*. «Relaz. Serv. Miner. e statistica ind. estr.», 60, Roma.

MAGGIORE L. (1936), *Notizie sui materiali vulcanici della Campania, utilizzati nelle costruzioni*. «Relaz. Serv. Min. e statistiche ind. estr.», 60, Roma.

MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI — Servizio Idrografico (1942), *Le sorgenti italiane. Elenco e descrizione*. Pubbl. n. 14, 7: Campania, Roma.

MINISTERO DELL'AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO (1969), *Statistica del Regno d'Italia. Le acque minerali*. Firenze.

MINISTERO DELL'INTERNO — Direzione Generale della Sanità Pubblica (1940), *Classificazione delle acque minerali italiane autorizzate a tutto il 31.12.1939*. Roma.

MINUCCI G. (1952), *Relazione sull'attività della Società Forze Endogene Napoletane*. «Convegno forze endogene», Napoli 22 novembre 1952, Napoli.

MODERNI P. (1914), *Le lave leucitiche dei Vulcani italiani e la loro possibile utilizzazione industriale*. «L'Ind. Chim. e Metall.», 1, Torino.

MONACO E. (1903-1904), *Sull'impiego delle rocce leucitiche nella concimazione*. «Le Staz. sper. agr.», 36, 1903, Modena, 37, 1904, Modena.

MOSCHETTI A. (1923), *L'industria mineraria nell'Italia meridionale*. «Rass. Min. Metall. e Chimica», 29, Roma.

NOVARESE V. (1931), *Le sorgenti di Formia*. «Boll. R. Uff. Geol. d'It.», 56, 9, Roma.

NOVI G. (1853), *Le arene del Volturno ed i terreni donde derivano*. Amm. Civ. Regno Due Sicilie, 57, Napoli.

OGLIALORO A., FORTE O. & CABELLA A. (1895), *Analisi chimica completa qualitativa e quantitativa dell'acqua detta delle Calderelle presso Riardo*. «Rend. R. Acc. Sc. Fis. e Mat.», ser. 3, 1, Napoli.

PARRAVANO N. (1929), *La leucite*. «La min. it.», 11, Roma.

PARRAVANO N. & CAGLIOTI V. (1937), *Ricerche sulle pozzolane*. «La ric. scient.», ser. 2, 8, Roma.

PENTA F. (1935), *I materiali da costruzione dell'Italia meridionale*. Napoli, Fondaz. Polit. Mezzog. d'It., 1935, 2. voll.

PENTA F. (1936), *Marmi, Graniti e Pietre dell'Italia meridionale. Campania. Marmi, Pietre, Graniti*, 14, Carrara.

PENTA F. (1942), *Studi geominerari e geotecnici dal 1937 al 1941*. «Atti Fondaz. Polit. Mezzog.», 2, Napoli.

PENTA F. (1950), *Risultati di sondaggi nelle pianure del Volturno e del Garigliano*. «Boll. Soc. Geol. Ital.», 49, Roma.

PENTA F. (1954), *Centro di studio dei materiali naturali litoidi da costruzione. Attività svolta dal maggio 1953 al 31 ottobre 1954*. «La Ricerca scientifica», 24.

PENTA F. (1956), *I materiali da costruzione del Lazio*. Suppl. «La Ricerca scient.», 26.

RIGA A. (1885), *Notizie e ricordi sulle acque minerali e termali di Sujo*. «Giorn. intern. Sc. med.», n. s., 8, Napoli.

ROCCATAGLIATA, FERRERO L. O. & CASORIA E. (1877), *Analisi delle acque mineroterme di Sujo in prov. di Terra di Lavoro*. Aversa.

SABELLA A. (1956), *Le risorse minerarie in provincia di Latina*. «Cam. di Comm. Ind. e Agric. di Latina», ser. d, Latina.

SALMOIRAGHI F. (1892), *Materiali naturali da costruzione*. Milano.

SANNICOLA G. (1844), *Idrologia medica campana*. «Campania industr.», 3, Napoli.

SANTARELLI L. (1937), *Ricerche sulle pozzolane. V Osservazioni microscopiche su alcune tipiche pozzolane italiane*. «Gazz. chim. it.», 27, Napoli.

SINNO R. (1954), *Studio sulle cosiddette leuciti caolinizzate*. «Boll. Soc. Natur. in Napoli», 65, Napoli 1953.

- SOMICEM (gruppo E. N. I.) (1958), *Manifestazioni petrolifere: manifestazione di Fondi*. « Rivoluzione industriale », 6, Milano.
- STELLA A. (1930), *Contributo alla conoscenza dei giacimenti italiani di leucite*. « Boll. Soc. Geol. It. », 49, Roma.
- TARTARO A. & FIORILLO G. (1856), *Delle acque minerali di Sujo*. Filiate Sebezio, 52, Napoli.
- TARTARO A. & FIORILLO G. (1866), *Analisi delle acque di Sujo*. Caserta.
- TENORE G. (1867), *Cenno sull'industria mineraria della provincia di Terra di Lavoro*. « La Campania », (244, 245, 246), Napoli.
- TENORE G. (1867), *Cenno sull'industria mineraria della Terra di Lavoro*. « Gazzetta prov. Terra di Lavoro », a. 1, 6, pt. 3, Caserta.
- TENORE G. (1872), *Saggio sull'industria mineraria e sulla costituzione geologica della Terra di Lavoro con la carta geologica della provincia*. « L'arte e la Scienza dell'Ingegnere Architetto », 2, Napoli.
- TENORE G. (1888), *Sulle pietre naturali da costruzione e da decorazione. Considerazioni ed orientamenti*. « Atti R. Ist. d'Incoragg. di Napoli », Napoli.
- TENORE G. (1889), *Priorità di osservazioni geologiche ed importanza industriale dei giacimenti petroliferi della Valle del Liri nella Terra di Lavoro*. « Atti R. Ist. d'Incoragg. di Napoli », ser. 4, 2, Napoli.
- WASHINGTON H. S. (1917), *Italian Leucitic Lavas as a Source of Potash*. « Metallurgical & Chemical Engineering », 18 (1918).
- ZARLENGA R. (1852), *Acque di Sujo*. Filiate Sebezio, 43, Napoli.