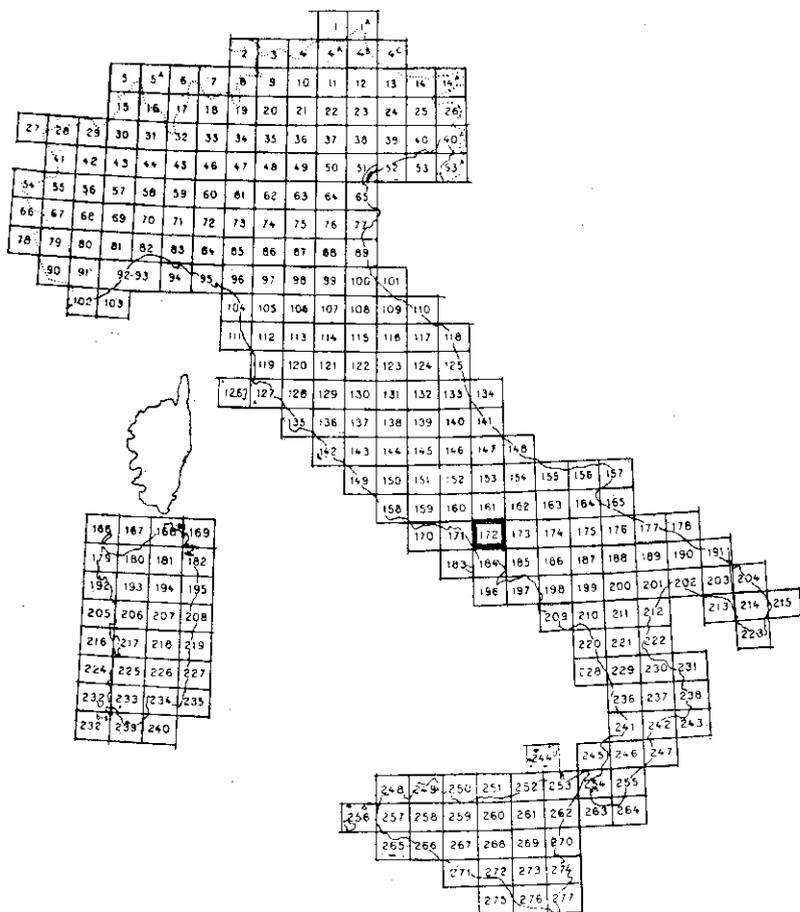


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



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 172

CASERTA

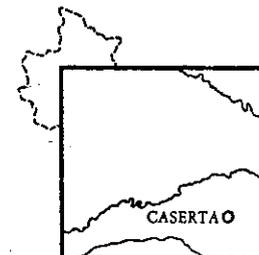
F. SCARSELLA

in appendice:

VULCANO DI ROCCAMONFINA

FOGLI 160-161-171-172

C. BERGOMI, V. MANGANELLI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971



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 172

C A S E R T A

F. SCARSELLA

in appendice:

VULCANO DI ROCCAMONFINA

FOGLI 160-161-171-172

C. BERGOMI, V. MANGANELLI



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971

SOMMARIO

I	— INTRODUZIONE	Pag. 7
II	— CENNO STORICO SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE	» 9
III	— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	» 13
IV	— STRATIGRAFIA	» 17
	TRIAS SUPERIORE (NORICO?)	» 17
	TRIAS SUPERIORE (NORICO?) - HETTANGIANO p.p.	» 18
	LIAS INFERIORE p.p. - LIAS SUPERIORE	» 20
	LIAS SUPERIORE p.p. - MALM SUPERIORE	» 21
	CRETACICO INFERIORE s.l.	» 23
	ORIZZONTE DELLA BAUXITE	» 26
	CENOMANIANO SUPERIORE - SENOMIANO	» 27
	PALEOCENE - EOCENE INFERIORE	» 29
	COMPLESSO INDIFFERENZIATO (OLIGOCENE?)	» 30
	MIOCENE	» 32
	<i>Langbiano - Elveziano</i>	» 32
	<i>Elveziano</i>	» 33
	<i>Tortoniano</i>	» 34
	<i>Tortoniano? - Messiniano</i>	» 35
	PLEISTOCENE	» 37
	<i>Conglomerati</i>	» 37
	<i>Ignimbrite</i>	» 37

	OLOCENE	Pag. 39
V	— TETTONICA	» 43
	STRUTTURE DEL MESOZOICO E DEL CENOZOICO	» 43
	CENNI SULL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA	» 49
VI	— CENNI DI MORFOLOGIA	» 52
VII	— GEOLOGIA APPLICATA	» 55
	BAUXITE	» 55
	CAVE	» 56
	SORGENTI	» 58
VIII	— BIBLIOGRAFIA	» 60
	APPENDICE - VULCANO DI ROCCAMONFINA	» 67

I — INTRODUZIONE

L'inizio dei lavori per il rilevamento della prima edizione del Foglio 172 « Caserta » risale al 1887. Con la direzione di L. BALDACCII, P. MODERNI rilevò il vulcano di Roccamonfina e M. CASSETTI il sedimentario. Il foglio fu pubblicato nel 1912, ed è da tempo esaurito.

I lavori di rilevamento per la presente seconda edizione si svolsero dal 1961 al 1965, ad opera del personale e dei collaboratori dell'Istituto di Geologia dell'Università di Napoli, diretto da F. SCARSELLA, e da quello del Servizio Geologico d'Italia. B. D'ARGENIO, A. IETTO, T. PESCATORE, I. SGROSSO e A. VALLARIO hanno rilevato il sedimentario e le relative coperture di tufi; A. G. SEGRE e F. DRAGONE la Pianura Campana e il basso Volturno; C. BERGOMI e V. MANGANELLI, con G. NAPPI e G. TOLINO, l'edificio vulcanico del Roccamonfina; a G. CESTARI si deve il rilevamento del M. Massico.

Le analisi paleontologiche sono dovute a P. DE CASTRO; per il M. Massico a S. ZANFRÀ. Quelle petrografiche a G. NAPPI.

La seconda edizione differisce notevolmente dalla prima, soprattutto nella stratigrafia, in conseguenza del progresso delle conoscenze che si è verificato negli ultimi decenni per l'Appennino centro-meridionale; ne sono derivate nuove attribuzioni cronologiche sia nella serie carbonatica mesozoica, sia nei sedimenti terrigeni cenozoici. Molti perfezionamenti sono stati apportati nella rappresentazione dei prodotti vulcanici del Roccamonfina, col riconoscimento di numerosi tipi litologici e di varie fasi nell'attività eruttiva, così da pervenire ad una moderna descrizione mono-

grafica di questo edificio vulcanico, che è riportata in appendice al presente fascicolo.¹

Nelle more della stampa del foglio, e da ricerche successive anche in altre aree dell'Appennino meridionale, si sono avute alcune nuove cognizioni di cui si è tenuto conto nella stesura di queste « Note ».

II — CENNO STORICO SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

La regione campana è tra le prime di cui si ha notizia di osservazioni dirette su fenomeni di natura geologica, e queste osservazioni sono quelle ben note di Plinio il Vecchio sull'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. Da allora il Vesuvio, e le manifestazioni endogene della regione flegrea, ed i fenomeni sismici ad esse più o meno connessi, hanno quasi monopolizzato l'attenzione di quanti, per scopi diversi, si sono interessati della geologia della Campania.

Solo alla fine del XVIII secolo si hanno le prime osservazioni che non riguardano solo il Vesuvio o le manifestazioni vulcaniche attive; e le prime, tra quelle inerenti all'area del Foglio « Caserta », sono ancora di argomento vulcanologico. Fu, infatti, N. PILLA (1795) a riconoscere che il monte di Roccamonfina rappresenta un vulcano spento.

Di S. BREISLAK (1798, 1801) è il primo quadro della costituzione geologica della regione campana. Si susseguono, poi, nella prima metà del secolo XIX, le indagini dei pionieri della geologia di questa parte della penisola. L. PILLA (1833, 1834, 1844), M. TENORE (1833), G. NOVI (1853), C. MONTAGNA (1864), G. TENORE (1867, 1872), in numerose pubblicazioni, oltre a quelle citate, pongono le basi della conoscenza geologica della Campania. Molte note riguardano argomenti di geologia applicata, soprattutto le ricerche di materiali da costruzione e per l'industria mineraria (G. TENORE, 1846, 1847; L. O. FERRERO, 1879).

Dopo il 1880 le indagini riguardano principalmente la paleontologia e la cronologia e preparano i presupposti che saranno di fondamento alla Carta geologica. P. FRANCO (1885), F. BASSANI (1890), P. OPPENHEIM

¹ Il lavoro è ripreso integralmente da C. BERGOMI, V. CATENACCI, G. CESTARI, M. MANFREDINI, V. MANGANELLI (1969). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 172 « Gaeta » e « Vulcano di Roccamonfina ».

(1890), W. DEECKE (1893) trattano dell'età dei calcari mesozoici del M. Maggiore. C. F. PARONA (1903) indirizza le sue indagini al Cretacico dell'Appennino e studia le rudiste.

Tra il 1885 e il 1890 il R. Ufficio Geologico dà principio a regolari rilevamenti nella Campania e nelle regioni vicine.

Con la direzione di L. BALCACCIO, P. MODERNI rileva il gruppo vulcanico di Roccamonfina, e M. CASSETTI i terreni sedimentari del Foglio « Caserta », che sarà pubblicato nel 1912.

M. CASSETTI (1894, 1894a, 1895, 1897, 1901, 1911) distingue un complesso dolomitico, attribuito al Trias superiore, in un affioramento limitato al M. Massico; un complesso calcareo-dolomitico con *Toucasia carinata* attribuito all'Urgoniano, e un complesso prevalentemente calcareo, con *Hippurites*, concordante col precedente, attribuito al Turoniano. Queste attribuzioni, basate sui macrofossili che comparivano in pochi livelli, e che spesso si potevano estrarre e determinare con difficoltà, erano generalizzate a gran parte dell'Appennino calcareo centro-meridionale. L'esistenza di altri piani, del Giura-Lias, era riconosciuta solo in sporadici affioramenti, dove sovvenivano i macrofossili, come a Capri, al M. Bulgheria, al M. Prezza, ecc. Non mancava però chi supponeva probabile l'esistenza di tali piani giuraliassici, come PARONA, GALDIERI, DE LORENZO, e il CASSETTI stesso, che li rappresenta nel M. Massico.

Le conoscenze che si avevano al principio del secolo su questa parte della penisola sono riassunte da G. DE LORENZO (1904) nella « Geologia e Geografia fisica dell'Italia meridionale ». E queste conoscenze, salvo alcuni studi in prevalenza paleontologici, sono rimaste quasi immutate per circa un quarantennio; tali si ritrovano, infatti, di poco ampliate, nella seconda edizione dell'opera di DE LORENZO curata da G. D'ERASMO (1937). Di questo periodo sono invece le prime nuove interpretazioni della tettonica dell'Appennino, a volte inficiate appunto dalle imperfette conoscenze sulla stratigrafia. Numerose sono le indagini e gli studi di geologia applicata, rivolti alla ricerca di sostanze utili, specie di materiali da costruzione (PENTA, 1933 e seguenti), (ABBOLITO, 1935), (PENTA e IPOLITO, 1937), (MARANELLI, 1939).

Dopo il 1950 s'inizia un periodo di grande sviluppo delle ricerche,

conseguente da tre cause diverse: l'affermarsi della micropaleontologia; le ricerche di giacimenti petroliferi; il completamento, e la revisione per la seconda edizione, della Carta geologica d'Italia.

Fondamentali, a questo riguardo, sono le ricerche biostratigrafiche sul Mesozoico dell'Appennino meridionale di SARTONI e CRESCENTI (1959, 1962), cui si aggiungono quelle di DE CASTRO (1962) sul Giura-Lias dei M. Lattari. OGNIBEN (1957, 1958) e SELLI (1957) precisano la stratigrafia del Miocene. SCARSELLA (1961) fa conoscere il livello della *facies a Lithotis*. B. D'ARGENIO (1963 a, 1963 b, 1963 c) porta nuovi contributi alla stratigrafia del Cretacico, e in numerosi, successivi studi (1963d, 1966a, 1966b, 1967b, 1970a, 1970b) imposta la ricostruzione e definisce l'evoluzione paleogeografica della Piattaforma carbonatica, ricostruzione di recente ampliata e riassunta da B. D'ARGENIO e P. SCANDONE (1970). CATENACCI, DE CASTRO e SGROSSO (1963) segnalano complessi-guida nel Mesozoico calcareo-dolomitico del Matese.

Come più ristretti all'area del Foglio « Caserta » vanno additati altri numerosi lavori. A. VALLARIO (1963, 1966) e G. CESTARI (1966) illustrano la struttura del M. Massico. P. DE CASTRO (1965, 1966) aggiunge i risultati di nuove ricerche micropaleontologiche alla stratigrafia del Cretacico. Di T. PESCATORE (1970a, 1970b) sono le prime ricerche sedimentologiche su questa parte della Penisola I. SGROSSO (1964) segnala un lembo di Paleocene presso Pietravairano. A. IETTO (1964) descrive le particolari eteropie osservate nel Cretacico dei monti di Caserta come indice di zona di transizione dalla serie con sedimentazione continua a quella con lacuna medio-cretacica. B. D'ARGENIO e T. PESCATORE (1963a, 1963b) e T. PESCATORE e A. VALLARIO (1963) descrivono la stratigrafia e la tettonica del gruppo di M. Maggiore. S. SARTONI e M. L. COLALONGO (1964) apportano nuove osservazioni sul Cretacico dei dintorni di Caiazzo. A. VALLARIO (1964 a) descrive le variazioni nella successione miocenica all'appoggio sui calcari del Cretacico nel Casertano. T. PESCATORE, L. SGROSSO e M. TORRE (1970) descrivono le successioni trasgressive dei sedimenti miocenici dell'Appennino campano-lucano, mettendo in evidenza più fasi tettoniche d'importanza regionale.

Vanno ancora segnalate le ricerche iniziate da M. DALL'AGLIO e B.

D'ARGENIO (1971) sulla distribuzione dell'uranio nelle rocce carbonatiche, che consente di ottenere informazioni supplementari sulle condizioni ambientali dei processi sedimentari e diagenetici. Sono anche da ricordare qui, sebbene riguardino essenzialmente argomenti di Vulcanologia, le note di A. SCHERILLO e collaboratori (1965, 1966, 1968) sulle forme crateriche al margine occidentale della Pianura Campana, per le implicazioni che possono avere con le strutture tettoniche del substrato della pianura stessa.

Interessanti, per le interpretazioni che se ne possono dare, sono i risultati dello studio gravimetrico del medio Volturno fatto da G. TRIBALTO e G. AMADEI (1958).

Nel campo della geologia applicata, U. CRESCENTI e L. VIGHI (1970) pubblicano i risultati delle ricerche sui giacimenti di bauxite e danno un riassunto della stratigrafia della zona.

Una sintesi delle nuove conoscenze sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale su basi micropaleontologiche è data da U. CRESCENTI (1966).

Contemporanei a queste ricerche su argomenti particolari o su zone comprese nel Foglio « Caserta », sono diversi lavori di analisi e di ampia sintesi sulla geologia dell'Appennino meridionale, che hanno attinenza più o meno diretta con la geologia di questi fogli. Si ricordano in proposito SELLI (1962), MANFREDINI (1963), A. G. I. (1964), ACCORDI (1966), COLACICCHI (1966), FANCELLI, GHELARDONI e PAVAN (1966), PIERI (1966).

III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

Nel Foglio 172 « Caserta » si distinguono, dal punto di vista geomorfologico, cinque ampie zone che corrispondono a:

- a) un allineamento di monti calcareo-dolomitici mesozoici, distribuiti da SE a NO, che comprende: il gruppo dei Monti di Caserta, con i monti di Durazzano, di Maddaloni, di Castelmorrone e il Monte Tifata; il grande gruppo del M. Maggiore, compreso tra le pianure del medio e del basso Volturno e che si suddivide in numerosi sottogruppi e contrafforti più o meno distinti o isolati; le alture di Vairano e Pietravairano;
- b) una zona di alture collinari, formate da sedimenti terrigeni del Miocene, che a sud si appoggiano, con addentellati, ai rilievi mesozoici dai monti di Castelmorrone fino a quelli di Castel di Sasso, e verso nord si estendono attraverso il Volturno fino al piede dei versanti meridionali del Matese, nella regione di Gioia Sannitica;
- c) la pianura della bassa valle del Volturno e la parte settentrionale della pianura circumflegrea, o Terra di Lavoro, insieme note come Pianura Campana, formata nella parte centrale da alluvioni recenti e da terreni di colmata umificati, nelle parti marginali, laterali a sud e a nord, da coltri di materiali piroclastici;
- d) la pianura valliva del medio Volturno, o Piana di Alife;
- e) l'edificio vulcanico del Roccamonfina, che è compreso nel Foglio « Caserta » per la sua maggior estensione (cinta calderica e versanti orientale e meridionale).

Si nota ancora che nell'angolo NE del foglio è compreso un breve

tratto di terreni calcareo-dolomitici mesozoici del versante meridionale del grande gruppo del Matese (Foglio 161 « Isernia »), e che al margine di ponente entra nel foglio l'estremità nord-orientale della lunga struttura del Monte Massico, compreso per la massima parte nel Foglio 171 « Gaeta ».

Le alture calcareo-dolomitiche mesozoiche *a*), come anche il M. Massico e il massiccio del Matese, sono parti della « Piattaforma carbonatica appenninica » (D'ARGENIO, 1963 c), che si estende dai monti dell'Abruzzo aquilano ai monti della Lucania meridionale. Questa grande componente dell'Appennino è stata, via via nel tempo, distinta come *facies neritica*, *f. di scogliera*, *f. coralligena*, *f. abruzzese*, *f. orientale*, *serie carbonatica*. Nel Giurassico e nel Cretacico si ritiene aver costituito una *piattaforma carbonatica intraoceanica*, e vi si distinguono: parti marginali con facies di transizione, di scarpata, di scogliera; bacini interni, lagune littorali e sublittorali di retroscogliera, ecc.; particolari tutti comparabili con quelli delle piattaforme delle Isole Bahamas e della Florida (D'ARGENIO, 1970 a). Nella piattaforma carbonatica appenninica vengono poi distinte varie *fasce*, o zone, caratterizzate da qualche particolare paleogeografico o strutturale (D'ARGENIO e SCANDONE, 1970).

Nell'area del Foglio « Caserta » sono rappresentate due parti della piattaforma: la *piattaforma interna*, a SE del Volturno, in cui si ha subsidenza e sedimentazione continue dal Trias al Cretacico superiore; la *piattaforma esterna*, a NO del Volturno, in cui si ha una lacuna corrispondente all'Albiano super. - Cenomaniano p.p., marcata da un livello di depositi bauxitici, sul quale trasgredisce il Cretacico superiore (Cenomaniano p.p. - Turoniano). Il limite, o passaggio, ora tettonico, tra la piattaforma interna, o campano-lucana, a sedimentazione continua, e la piattaforma esterna, o abruzzese-campana, con lacuna e livello delle bauxiti, è in corrispondenza della valle del Volturno tra Limatola e Capua.

Sui calcari mesozoici della piattaforma trasgrediscono in concordanza o in pseudoconcordanza, i sedimenti del Miocene, marcando un'ampia lacuna corrispondente al Paleocene e al Paleogene (SELLI, 1957).

La successione delle facies, con i rispettivi caratteri lito- e biostratigrafici, è uguale in quasi tutta l'area della piattaforma, così che le

serie rilevate in altre parti di questo Appennino sono facilmente correlabili con quelle degli affioramenti del Foglio « Caserta » (SARTONI e CRESCENTI, 1962).

Per i particolari sulla piattaforma carbonatica appenninica, come per interpretazioni differenti, si rimanda, oltre che ai lavori sopracitati, a D'ARGENIO (1966 b), COLACICCHI (1966, 1967), MANFREDINI (1963), PIERI (1966).

I terreni miocenici *b*), resti di una copertura trasgressiva più o meno uniforme e continua, sono sviluppati solo nella zona a nord di Caiazzo e di Limatola, dove probabilmente colmano una depressione tra i gruppi mesozoici di M. Maggiore e dei monti di Caserta a sud-ovest e del Matese a nord-est, e formano il substrato della conca lacustre-alluvionale di Alife. Lembi limitati, a luoghi con successioni più o meno ridotte, affiorano poi in varie parti, trasgressivi su affioramenti del Cretacico superiore o a contatto per faglia con piani più antichi.

La Pianura Campana *c*), a cui fanno cornice le strutture del M. Massico e quelle del M. Maggiore e dei monti di Caserta, e ai cui estremi si elevano gli edifici vulcanici del Roccamonfina a NO e dei Campi Flegrei a sud, presenta in superficie una parte mediana formata dalle alluvioni del Volturno, da sedimenti limosi, sabbioso-argillosi, da terreni umiferi e di colmata delle bonifiche del Clanio e del Volturno, mentre sui lati settentrionale e meridionale si estendono ampie plaghe o *lobi* di materiali piroclastici (*tufo campano* Auct. a nord, tufi e lapilli dei Flegrei a sud), distinte come *lobo casertano* o *lobo capuano*, a NE, *lobo falerno*, o *lobo caleno-falerno*, a nord, e *loro napoletano* a sud (IST. MIN. UNIV. NAPOLI, 1968).

Il sottosuolo della Pianura Campana, raggiunto con perforazioni, ha rivelato alternanze di sedimenti piroclastici, salmastri, lagunari; i pozzi più profondi, nella zona costiera del basso Volturno, hanno incontrato depositi plio-pleistocenici fino oltre la profondità di 1.500 m. Il substrato di tali sedimenti si ritiene che corrisponda a blocchi sprofondati della piattaforma carbonatica appenninica.

La conca di Alife *d*) è il relitto di una fase lacustre originatasi probabilmente in conseguenza dello sbarramento dell'antica valle del Vol-

turno ad opera dei prodotti del vulcano di Roccamonfina. Ora è un piano alluvionato, con argille sabbiose, limi, terreni umici, commisti più o meno a materiali piroclastici.

Va infine osservato che, oltre agli accumoli di materiali vulcanici costituenti unità morfologiche e litologiche ben distinte, come il vulcano di Roccamonfina e i lobi di piroclastiti della Pianura Campana, altre coperture piroclastiche, ora spesse ora sottili, si estendono su gran parte degli affioramenti di terreni più antichi, intasando specialmente il fondo delle depressioni tra i rilievi, dove sono state accumulate in parte per il dilavamento dei versanti.

In un quadro più generale, i rilievi mesozoici e cenozoici compresi nel Foglio « Caserta » rappresentano la parte settentrionale della cornice di terreni sedimentari che circonda, come un quadrilatero, l'area vulcanica flegrea-vesuviana. Soprattutto suggestiva è la corrispondenza stratigrafica e tettonica tra le due strutture, allungate SO-NE, dei Monti Lattari (Penisola Sorrentina) a SE, e del M. Massico a NO. Solo che il vulcano di Roccamonfina risulta spostato, rispetto al Vesuvio, sullo spigolo NO del quadrilatero; ma sulle strutture profonde del quadrilatero stesso poco si può inferire con i risultati dei sondaggi o dei rilievi gravimetrici.

IV — STRATIGRAFIA

PREMESSA

Nel Foglio « Caserta » la successione stratigrafica comprende terreni della serie carbonatica mesozoica, o « piattaforma carbonatica », sedimenti terrigeni neogenici, e sedimenti vari del Quaternario.

Nella serie della piattaforma carbonatica si ha una pila piuttosto monotona di strati di calcari, calcari dolomitici e dolomie, che si ripetono a più altezze, nei quali qualche carattere macroscopico, appariscente, compare solo nei rari livelli con abbondanti macrofossili. Pertanto, salvo poche eccezioni, riesce difficile istituire delle formazioni, o unità litostratigrafiche. Si fa, perciò, ricorso al criterio biostratigrafico, basato sulle microfaune, distinguendo dei *complessi* corrispondenti ad una successione di biozone, come istituito da S. SARTONI e U. CRESCENTI (1962).

Nei sedimenti terrigeni neogenici l'applicazione del criterio litostratigrafico è relativamente più agevole, e le distinzioni formazionali per essi istituite sono di facile riconoscimento e già entrate nell'uso, sebbene non siano state ancora definite in modo formale.

TRIAS SUPERIORE (NORICO?)

T⁵ — *Dolomie e calcari dolomitici, a grana fine, di colore grigio, feldi, di aspetto diasprigno e con fratturazione prismatica, in strati sottili (2-10 cm); sovente con liste di selce brunastra. Microfauna assente o indeterminabile. Norico?*

Della « piattaforma carbonatica » questo è il livello più antico affiorante nell'area del Foglio 172 « Caserta ». Esso compare solo all'estremo settentrionale della struttura di Monte Massico a sud di Cascano.

Alla base affiorano dolomie brune, microcristalline, straterellate (straterelli di 2-15 cm), a frattura prismatica, sovente impregnate di bitume e a luoghi silicifere; lo spessore non supera 60-80 m.

Seguono dolomie bianco-grigie, micro e macrocristalline, spesso bituminose, ben stratificate, che passano in alto a calcari dolomitici con intercalazioni di calcari bruni bituminosi e con selce grigia o giallastra in liste e noduli; lo spessore è di 80-100 m.

Questo complesso dolomitico basale, che affiora per uno spessore totale valutato a 150-200 m, è sicuramente del Trias superiore, Norico, sia perché sottostante stratigraficamente a G¹-T⁵, sia perché correlabile con gli analoghi affioramenti dell'Appennino calcareo centro-meridionale. E di età norica è ancora la parte inferiore del successivo complesso dolomitico G¹-T⁵ con *Gervilleia exilis* STOPP. Il Complesso dolomitico T⁵, in cui qui non si sono rinvenuti né macro né microfossili, è sottostante e forse parzialmente compreso nella « zona sterile » di SARTONI e CRESCENTI (1962).

TRIAS SUPERIORE (NORICO?) - HETTANGIANO p.p.

G¹-T⁵ — Dolomie e calcari dolomitici, sovente saccaroidi, in strati e banchi, con laminazione interna più frequente nella parte alta. Rari i fossili: alla base con *Gervilleia* sp. e *Megalodontidae*. Hettangiano p.p. - Norico?

Nella struttura di Monte Massico, al complesso dolomitico del Norico, T⁵, che affiora alla base della serie, succedono rapidamente, con uno spessore di 150-200 m, delle dolomie bianche, microcristalline, e grigie, macrocristalline, a stratificazione indistinta nella parte inferiore, ben stratificate nella parte superiore; nella parte inferiore vi sono intercalati sottili livelli marnosi, di 5-15 cm, che vanno scomparendo verso l'alto.

Nella parte inferiore si sono raccolti alcuni esemplari di *Gervilleia exilis* STOPP.; più in alto, associati a *Gervilleia*, si rinvennero megalodontidi, tra cui *Megalodus* cfr. *triqueter* WULFEN, *Pecten* sp., *Mytilus* sp., *Myoconca* sp., *Cardita* sp., *Arca* sp.; fauna che sembra ben corrispondere a quella raccolta dal CASSETTI (1894) e determinata da DI STEFANO che vi riconobbe anche *Arca rudis* STOPP. e *A. Songavatti* STOPP.

Seguono poi, sempre in continuità di sedimentazione, circa 180 m di dolomie bianche e grigie saccaroidi in grossi strati, prive di fossili, che comprendono in basso alcuni livelli di breccie policrome a cemento dolomitico; nella parte alta si trovano strati di dolomia stromatolitica, a sottile stratificazione interna, a straterelli di color bianco e grigio alternati, distinta come « dolomia zonata »; questa passa gradualmente a calcari dolomitici e poi ai calcari con *Palaeodasycladus* di G⁵⁻².

Per i livelli fossiliferi con *G. exilis* è certa l'appartenenza al Trias superiore, Norico. La dolomia zonata, a lamine stromatolitiche, priva di fossili significativi, che segue in concordanza stratigrafica e passa in alto a strati calcareo-dolomitici e ai calcari con *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) del Lias inferiore, si ritiene comprensiva della parte sommitale del Norico, del Retico, e della parte basale dell'Hettangiano, senza che sia possibile, con i dati fino ad oggi rilevati, stabilire dei limiti tra questi tre piani: Condizioni analoghe si osservano in genere nei sedimenti coevi dell'Appennino calcareo; per questo complesso, pertanto, si è riesumata la denominazione di *Infralias* (LEYMERIE, 1838); usata poi con varia e più ampia estensione dallo STOPPANI e da altri per indicare soprattutto terreni del Retico.

Per più ampi particolari sulla stratigrafia del Monte Massico si rimanda a VALLARIO (1963, 1966), a CESTARI (1966) e a BERGOMI ed altri (1969).

La dolomia zonata stromatolitica (D'ARGENIO e VALLARIO, 1967) infraliasica si ritrova ancora in altri affioramenti nel Foglio « Caserta ». Affiora come livello basale della serie del M. Maggiore, nel versante occidentale del M. Puritiello (Rocchetta e Croce), dove mostra una potenza dell'ordine di 300 m, e nel versante occidentale del M. Maiulo. Forma la parte centrale e maggiore del M. Tifata, limitata tutto intorno da faglie; ma non sempre qui vi è sicura la distinzione di questa dolomia infraliasica da eventuali altri terreni dolomitici, a causa dello stato cataclastico che vi si verifica in tanti punti. Un piccolo affioramento attribuito alla dolomia infraliasica si trova anche presso Vairano Patenora. Più significativi sono gli affioramenti dell'*Infralias* che si trovano nell'angolo NE del foglio, a monte di Calvisi e di Curti, perché si estendono poi ampia-

mente nei versanti sud-occidentali del gruppo del Matese, nel M. Erbano e nel M. Monaco di Gioia (Fogli « Isernia », « Campobasso » e « Benevento ») (SARTONI e CRESCENTI, 1959; CATENACCI, DE CASTRO e SGROSSO, 1969), dove mostra spessori di almeno 500 m, e più a NO, dove è compreso tra la dolomia a *Pleurotomaria solitaria* e i calcari a *Palaeodasycladus mediterraneus*.

Il complesso dolomitico di G¹-T⁵ corrisponde alla « zona sterile » e alla « zona atipica » di SARTONI e CRESCENTI (1959, 1962).

LIAS INFERIORE p.p. - LIAS SUPERIORE

G⁵⁻² — *Calcari pseudoolitici di colore avana o grigio con Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *brachiopodi e fossili spatizzati della facies a Lithiotis*. *Calcari, calcari conglomeratici, calcari marnosi rosati e verdi, calcari finemente detritici, pseudoolitici, da avana a grigi, calcari dolomitici e dolomie, con: Megalodontidae, brachiopodi e Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), e con *Orbitopsella praecursor* GÜMBEL e *Lituosepta recoarensis* CATI *nella parte alta*. Lias infer. p.p. - Lias super.

Le dolomie e i calcari dolomitici di G¹-T⁵ passano gradualmente ad un complesso ancora calcareo-dolomitico in basso, poi più decisamente calcareo, che corrisponde alla cenozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) di SARTONI e CRESCENTI (1959, 1962).

Ai calcari dolomitici della parte basale succedono calcari microdetritici avana con intercalazioni di calcari oolitici e pseudoolitici e di calcari concrezionari; tra i primi strati calcarei intercalati a quelli dolomitici se ne osservano alcuni con abbondanti fossili (lamellibranchi e brachiopodi) spatizzati; seguono poi calcari detritici rossastri o verdastri con alcune intercalazioni di calcari conglomeratici. Nella parte superiore affiorano, per uno spessore di circa 20 m, calcari grigi o biancastri in grossi banchi con i caratteristici fossili spatizzati del *livello*, o *facies, a Lithiotis* (SCARSELLA, 1961; DE CASTRO, 1962). Sopra al *livello a Lithiotis* si passa ad un pacco di strati, spesso 15-20 m, di calcari grigi, verdolini o

rossastri, in strati sottili o anche straterellati, che termina il complesso della « zona a *Palaeodasycladus* ».

In tutto il complesso è presente il *Palaeodasycladus*, generalmente visibile ad occhio nudo, che arriva a qualificare delle vere biostrome negli strati in cui abbonda.

Nella parte medio-superiore del complesso, al *Palaeodasycladus* si associa *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL), che caratterizza la « *subzona a O. praecursor* ».

Nella parte superiore, con le ultime *Orbitopsella* e con i fossili del *livello a Lithiotis*, è abbastanza frequente anche *Lituosepta recoarensis* CATI. Altri microfossili della cenozona sono: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Haurania amiji* HENSON, *H. deserta* HENSON, *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOT. Lo spessore della *subzona ad Orbitopsella* è poco maggiore di 100 m; lo spessore complessivo della *zona a Palaeodasycladus* è di circa 300 m.

Nel complesso dei calcari a *Palaeodasycladus* sono rappresentati parte del Lias inferiore, il Lias medio (*subzona ad Orbitopsella*), e il Lias superiore. La parte bassa del Lias inferiore è compresa nella sommità della sottostante *zona atipica* di G¹-T⁵; il limite tra il Lias medio e il Lias superiore è da cercare entro al *livello a Lithiotis*, mentre sono probabilmente ancora del Lias superiore i calcari straterellati che succedono al livello suddetto.

I calcari della « zona a *Palaeodasycladus* » affiorano in regolare successione nella serie mesozoica, a M. Puritiello (nord di Rocchetta e Croce) e nel versante occidentale di M. la Costa; formano gran parte dei versanti occidentale e meridionale di M. Maiulo e M. Caruso, e la parte nord-orientale del M. Tifata. A questo complesso è assegnata anche la piccola altura isolata di Riardo.

LIAS SUPERIORE p.p. - MALM SUPERIORE

G¹¹⁻⁶ — *Dolomie e calcari dolomitici grigi, calcari finemente detritici avana con « Organismo C »* FAVRE, *Salpingoporella annulata* CARROZZI, *Clypeina jurassica* FAVRE, *nerinee e altri gasteropodi, Tito-*

niano; calcari finemente detritici, calcari oolitici avana con: *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, *Kurnubia sp.*, *Pfenderina salernitana* SARTONI e CRESCENTI, *Kimmeridgiano-Batoniano*; calcari oolitici e pseudoolitici avana, calcari dolomitici grigi, calcari con concrezioni nodulari e con gasteropodi turricolati. Calcari dolomitici e dolomie a laminazione interna, con intercalazioni di calcari conglomeratici alla base. Dolomie grigie e rosate, con intercalazioni di calcari oolitici bianchi. Dogger p.p. - Lias superiore p.p. Malm superiore - Lias superiore p.p.

Al livello dei calcari grigi, rossastri o verdastri, in strati sottili, che si può assumere come limite superiore di G⁵⁻², succede in continuità un complesso calcareo-dolomitico in cui sono distinte cinque zone biostratigrafiche.

Si ha prima un'alternanza di dolomie e calcari dolomitici bianchi o grigi, a volte rosati, sovente in banchi fino a 2 metri di spessore, caratterizzati dalla frequenza di strutture oolitiche e pisolitiche, e di concrezioni di dimensioni avellanari (oncoliti). In questa alternanza si rinvengono strati con gasteropodi turricolati indeterminabili, e microfossili (*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Textularidae*, *Valvulinidae*, *Rotalidae*, *Glomospira*) non indicativi dal punto di vista stratigrafico. SARTONI e CRESCENTI hanno istituito la cenozona a *Thaumatoporella parvovesiculifera*, per la forma più frequente e diffusa in tutta la successione, e la datano Bajociano-Batoniano inferiore. Lo spessore di questa prima parte del complesso è dell'ordine di 200 m dove è ben esposta, come nella parte terminale di M. Puritiello (Rocchetta e Croce) e nella parte basale di M. la Costa e M. Giano.

La parte inferiore del complesso è abbastanza distinta litostratigraficamente per la prevalenza dei calcari oolitici. Essa passa gradualmente in alto a calcari compatti, avana scuro, a volte microdetritici od oolitici, con una microfauna a *Selliporella donzellii* SARTONI e CRESCENTI, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Pfenderina trochoidea* SMOUT e SUDGEN, *Pfenderina salernitana* SARTONI e CRESCENTI, *Meyendorffina bathonica* AROUZE e BIZON, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX; è la cenozona a *Pfenderina salernitana* di SARTONI e CRESCENTI, datata come Batoniano superiore. Lo spessore è di 100-110 m.

Ai calcari della cenozona a *Pfenderina* fanno seguito dei calcari litologicamente analoghi con *Macroporella sellii* CRESCENTI, *Pseudocyclamina* aff. *lituus* YOKOYAMA, *Pfenderina salernitana* SARTONI e CRESCENTI, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *K. wellingsi* (HENSON), *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. Questi calcari corrispondono alla cenozona a *Kurnubia palastiniensis* di SARTONI e CRESCENTI (1962) e alla zona a *Cladocoropsis mirabilis* di DE CASTRO (1962). La zona ha una potenza valutabile di 100-110 m; viene assegnata all'intervallo Dogger superiore - Malm p.p. da PESCATORE e VALLARIO (1963); è datata come Calloviano-Oxfordiano-Lusitaniano da CRESCENTI (CRESCENTI e VIGHI, 1970).

Succedono poi, per uno spessore di circa 20 m, dei calcari microdetritici, avana scuro, con un livello a *Clypeina jurassica* FAVRE; questi calcari continuano per altri 60 m con intercalazioni di livelli dolomitici. Da questa parte superiore del complesso si sono determinati *Clypeina jurassica* FAVRE, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *S. apenninica* SARTONI e CRESCENTI, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Pseudocyclamina lituus* YOKOYAMA, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Vaginella striata* CAROZZI, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, della zona a *Clypeina jurassica* e *Vaginella striata* di SARTONI e CRESCENTI, di età Kimmeridgiano-Portlandiano inferiore; poi *Actinoporella podolica* (ALTH), *Munieria baconica* DEECKE, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *S. apenninica* SARTONI e CRESCENTI, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Favreina salevensis* (PAREJAS), *Cayeuxia*, oogoni di Characee, della cenozona a *Salpingoporella apenninica*, di età Portlandiano superiore.

Lo spessore complessivo della successione Dogger-Malm è di circa 500 m. Il complesso è bene esposto nella dorsale M. la Costa - M. Pozzillo, tra M. la Costa, M. Frattello e M. Ragazzano.

Altri affioramenti sono a M. S. Angelo (Vairano), al Monticello (Riardo), tra M. Friento e M. Caruso, a M. S. Leucio.

CRETACICO INFERIORE s.l.

C⁶⁻¹, C⁴⁻¹ — Calcari microcristallini bianchi, a piccoli *Diceratidae* e rari *Radiolitidae*; calcari e calcari dolomitici bianchi e avana, talora (Monte

S. Michele di Maddaloni) con intercalazioni di livelletti argillosi verdi; calcari e calcari oolitici grigi e bianchi con fitta laminazione interna e talora (M. S. Angelo a NE di Formicola) con liste di selce grigia; calcari conglomeratici di colore grigio scuro a: *Diceratidae*, *Ostreidae*, piccole *Nerineidae*, altri *turricolati* e con: *Orbitolinidae*, *Selliaveolina viallii* COLALONGO, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Rhapydionina spp.*, *Cuneolina camposauri* SARTONI e CRESCENTI, *C. scarsellai* DE CASTRO, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC. *Dolomia saccaroide* grigia in strati e banchi, a luoghi con intercalazioni di calcari dolomitici, priva di fossili.

Nella serie continua: *Cenomaniano medio* - *Neocomiano inf.* (C⁶⁻¹).

Nella serie con la bauxite: *Aptiano* p.p. - *Neocomiano inf.* (C⁴⁻¹).

Nel Foglio « Caserta », il Cretacico presenta due successioni differenti negli affioramenti che sono a sud del Volturno (Monti di Caserta) da quelli che sono a nord di questo fiume (Gruppo del Monte Maggiore). Nel gruppo dei Monti di Caserta la successione è continua dal Valanginiano al Senoniano. Nel gruppo del Monte Maggiore, invece, la sedimentazione è continua dal Valanginiano fino all'Albiano inferiore, poi è interrotta da una lacuna corrispondente ad una fase di emersione durata dall'Albiano superiore alla fine del Cenomaniano o alla base del Turoniano; dal Turoniano al Senoniano si ha nuovamente sedimentazione continua. La lacuna è marcata da un orizzonte con depositi di bauxite, o *livello delle bauxiti*.

Le due successioni vengono indicate rispettivamente come « serie continua » e come « serie con la bauxite ».

Nella serie continua è compreso il « livello ad *Orbitolina* » Auct., di età aptiana, che nel Foglio « Caserta » non compare però con la sua facies più tipica, ma vi trova corrispondenza in alcuni livelli marnoso-argillosi conglomeratici verdi e nella frequenza delle orbitoline entro i calcari sopra e sottostanti. Il *livello a Orbitoline* tipico affiora invece più a sud-est nel Foglio « Salerno » e più a ovest nel Foglio « Gaeta ». La « serie continua » che affiora nella parte settentrionale dei monti di Castel Morrone, caratterizzata da frequenti livelli conglomeratici, è considerata zona di transizione tra le due serie e mostra di aver risentito dei movimenti

epeirogenetici che hanno determinato la lacuna medio-cretacica nella « serie con la bauxite ».

I livelli dolomitici intercalati nella parte alta del complesso G¹¹⁻⁶, diventano prevalenti per uno spessore di circa 50 m. La dolomia e i calcari dolomitici, di colore da grigio chiaro a grigio scuro, contengono macrofossili spatizzati indeterminabili. Succede, per circa 90 m, un'alternanza di calcari e calcari dolomitici bianchi o grigi, a luoghi con lumache di gasteropodi turricolati (*Nerinea* spp., *Acteonella* spp.). La successione continua con calcari e calcari dolomitici grigi, e poi con calcari bianchi a diceratidi (*calcari a requienie* D'ARGENIO, 1963 a). Questi fossili compaiono in un intervallo di circa 80 m, e alcuni strati sono vere lumache a requienie.

La parte inferiore di questo complesso comprende la zona a *Cuneolina camposauri*, con: *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *S. apenninica* SARTONI e CRESCENTI, *S. dinarica* RADOICIC, *S. mühlbergii* (LORENZ), *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Cuneolina camposaurii* SARTONI e CRESCENTI, *C. laurentii* SARTONI e CRESCENTI, *Campanellula capuensis* DE CASTRO, *Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Orbitolinopsis kiliani* (PREVER), *Cladocoropsis mirabilis* FELIX; al tetto di questa cenozona si ha corrispondenza col *livello a Orbitolina*, caratterizzato dall'associazione *Orbitolina lenticularis*-*Salpingoporella dinarica*-*Bacinella irregularis*.

La parte superiore comprende la zona a *Cuneolina pavonia parva*, con: *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Cuneolina camposauri* SARTONI e CRESCENTI, *C. laurentii* SARTONI e CRESCENTI, *C. pavonia parva* HENSON, *Coskinolina sunnilandensis* MAYNC, *Coskinolinoides texanus* KEJIER, *Dicryoconus arabicus* HENSON, *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE, *O. kiliani* (PREVER), *O. flandrini* MOULLADE, *Nezzazata simplex* OMARA, *Nummolutulina heimi* BONET, *Ovalveolina reicheli* DE CASTRO, *Boueina* spp., oogoni di Characee. L'età di questa cenozona è Albiano-Cenomaniano p.p.²

Nei monti di Castel Morrone lo spessore del Cretaceo inferiore è di

² Un esame dettagliato della successione biostratigrafica a M. S. Michele, a M. Calvi e a M. Cerreto è fatto da P. DE CASTRO (1966).

oltre 400 m. Nel gruppo del Monte Maggiore la successione è troncata, all'altezza degli ultimi strati a requienie, entro la zona a *Cuneolina pavonia parva*, dal livello della bauxite; lo spessore del Cretacico sottostante al livello della bauxite è di 200-250 m.

ORIZZONTE DELLA BAUXITE

Bx — *Orizzonte della bauxite: depositi bauxitici, a luoghi stratiformi e continui, a luoghi lentiformi e discontinui (Monte Grande, Dragoni, Colle Morrichiello, Fondola, ecc.); passano lateralmente (Castello di Dragoni) a brecce calcaree con cemento rosso e giallo e con elementi dei sottostanti calcari a Diceratidae. L'orizzonte corrisponde ad una lacuna compresa tra il Cenomaniano p.p. e l'Albiano o l'Aptiano p.p.*

Nel gruppo del Monte Maggiore, sugli ultimi strati del livello a requienie poggia l'orizzonte con depositi di bauxite, orizzonte che si estende dall'Abruzzo aquilano alla Campania, e distingue la piattaforma carbonatica esterna che è rimasta emersa durante il Cretaceo medio (Albiano super. - fine del Cenomaniano).

Questo orizzonte (vedi: cap. VII - Geol. appl.: Bauxite) ha andamento lenticolare. Il letto è molto irregolare perché corrisponde alla superficie con erosione di tipo carsico dei calcari a requienie, a volte con cavità anche a pareti verticali; il tetto, invece, è una superficie generalmente piana, a luoghi marcata da livelletti di materiale lignitico.

La bauxite è terrosa o pisolitica, rossa e a volte giallastra; il minerale si trova quasi solo dove lo spessore del livello è prossimo o maggiore di 1 m; spesso, infatti, dal minerale si passa rapidamente a un materiale molto argilloso, rosso o giallo, che presto si riduce allo spessore di pochi decimetri o ad un velo di pochi centimetri. A luoghi, dalla bauxite si passa lateralmente a brecce calcaree, con elementi dei calcari a requienie del letto e con cemento rosso o giallastro; al Castello di Dragoni queste brecce sono state utilizzate e distinte come « marmi di Dragoni ». Anche i calcari del letto hanno spesso un colore rosso o giallo più o meno intenso.

Lo spessore del livello bauxitico varia, ovviamente, molto col variare del profilo del letto; gli spessori massimi riscontrati negli scavi (Monte Grande di Caiazzo) sono di 7-8 m; negli affioramenti ricchi si aggirano sui 2 m; questi affioramenti, però, si riducono rapidamente a spessori minori di 1 m, fino ad annullarsi riducendosi ad un livelletto di pochi centimetri di materiale argilloso rosso.

Il livello bauxitico è generalmente unico; un'eccezione si rileva a M. Grande di Caiazzo, e in altre zone settentrionali fuori del Foglio « Caserta », dove si riconoscono due livelli: il primo è l'orizzonte normale, sottostante ai « calcari a bande »; il secondo è immediatamente sottoposto ai calcari a rudiste. Un ampio esame del livello della bauxite, dei piani del Cretacico a tetto e a letto e delle condizioni paleogeografiche è fatto da D'ARGENIO (1963 c, 1970 a).

CENOMANIANO SUPERIORE - SENONIANO

C¹⁰⁻⁶ — *Calcari detritici, avana e bianchi, con Hippuritidae e Radiolitiidae; calcari detritici con Diceratidae e Gastropoda (Nerinea sp., Acteonella sp.) e con: Accordiella conica FARINACCI, Aeolisaccus kotori RADOICIC, Dicyclina schlumbergeri MUNIER-CHALMAS, Cuneolina pavonia parva HENSON, Cisalveolina fallax REICHEL. In serie continua su C⁶⁻¹). Senoniano-Cenomaniano superiore. Idem idem, alla base passano lateralmente a: calcari finemente detritici o a conglomerati calcarei a cemento verde; calcari e dolomie bianchi e grigi, con liste di selce grigia, spesso ricchi di piccoli Acteonidae, Nerineidae e altri turricolati; brecce e puddinghe a cemento rosso. In trasgressione subparallela su (Bx). Senoniano - Cenomaniano superiore.*

Nei monti a sud del Volturno, la « serie continua » dal Valanginiano al Cenomaniano medio C⁶⁻¹, seguita in alto con calcari detritici bianchi o grigi e calcari conglomeratici grigi o verdastri, con *Nerinea sp.*, *Acteonella sp.* e con microfauna della cenozona a *Cuneolina pavonia parva* e *Dicyclina schlumbergeri*: *Sellialveolina viallii* COLALONGO, *Cisalveolina fallax* REICHEL, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Nezzazata simplex* OMARA; l'età è comprensiva del Cenomaniano superiore e del Turoniano.

In continuità succedono calcari detritici avana e bianchi, e calcari compatti bianchi, con *Hippuritidae* e *Radiolitidae*; vi si osservano frequenti intercalazioni di calcari conglomeratici e a luoghi anche di breccie intraformazionali. La microfacies comprende: *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Accordiella conica* FARINACCI, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Le rudiste aumentano progressivamente di frequenza fino a costituire, negli strati più alti, delle biostrome e delle facies semicostruite. Questo tratto sommitale della « serie continua » rappresenta il Senoniano; forma il Montagnano, a sud di Limatola; il sottogruppo di M. Calvi tra Caserta vecchio e Valle di Maddaloni; i monti attorno alla conca di Durazzano.

A M. Virgo, a nord di Caserta vecchia, è segnalato un lembo di calcari detritici, biancastri o giallastri, con piccoli frammenti di rudiste, e con *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), indicativi del Maastrichtiano; il lembo è trasgressivo sui calcari della zona a *Salpingoporella dinarica* (IETTO, 1963).

Il complesso assegnato al Cretacico superiore nella « serie continua », ha uno spessore da 400 a 450 m.

Nel gruppo del Monte Maggiore, in trasgressione concordante sull'orizzonte della bauxite poggia una formazione calcareo-dolomitica, di spessore variabile da una decina a 50 m, in strati di 1-3 m di spessore, stromotalotici (*ritmiti dolomitiche* D'ARGENIO, 1963 c), *calcari a bande* CRESCENTI e VIGHI, 1970), corrispondente a lamine di colore alterno, bianco e grigio; a luoghi (Maiorano) contiene liste di selce grigia. Nella formazione si trovano anche intercalati dei banchi di conglomerati, puddinghe o breccie calcaree a cemento calcareo, come si osserva lungo la strada da Dragoni a Maiorano.

Questa formazione di « calcari a bande » corrisponde alla parte terminale della cenozona a *Cuneolina pavonia parva*, con *C. pavonia parva* HENSON, *Nummoloculina heimi* BONET, *Cisalveolina fallax* REICHEL, *Selalveolina viallii* COLALONGO, *Nezzazata simplex* OMARA; l'età è compresa tra la fine del Cenomaniano e la base del Turoniano. La formazione cor-

risponde ad un deposito ritmico di ambiente di piana litorale, e può corrispondere al primo procedere della ingressione sopracretacica, o anche essere anteriore all'ingressione stessa e rappresentare la conclusione della fase di emersione.

Sopra alle ritmiti dolomitiche dei « calcari a bande » succedono dei calcari bianchi, compatti, ben stratificati, con acteonidi, nerineidi e altri turricolati, e con rudiste (*Hippurites*, *Radiolites*) sempre più frequenti e ben sviluppate fino a costituire delle tipiche biostrome. La microfacies comprende: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Nummoloculina heimi* BONET, *Nezzazata simplex* OMARA, *Rotalia skourensis* PFENDER, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Rotaline*, oogoni di Characee. L'età comprende il Turoniano e il Senoniano. Lo spessore si aggira da 150 a 170 m.

Lo spessore complessivo del complesso del Cretacico superiore è di circa 200 m. Esso forma gran parte dei rilievi del gruppo del Monte Maggiore; è più esteso, in particolare, nella dorsale dai monti della Costa (Baia e Latina) ai monti di Caiazzo (M. Grande*) e di Castel di Sasso; nella dorsale mediana, da Pizzo Madama Marta a M. S. Erasmo; nel M. Coricuzzo (Calvi Risorta). Il complesso è troncato al tetto dalla trasgressione del Miocene medio. Per i particolari si rimanda a D'ARGENIO, 1963 c).

PALEOCENE - EOCENE INFERIORE

Pc-E¹ — *Calcari finemente detritici, talora conglomeratici, di colore avana, con frammenti di rudiste e resti spatizzati di lamellibranchi a guscio molto spesso e con « rotaline », Alveolina sp., Spirolina sp.; in un lembo trasgressivo sui calcari del Cretacico (Montagna di Bruno, a E di Pietravairano). Paleocene - Eocene inf.*

L'unico lembo riconosciuto nel Foglio « Caserta » di terreni del Paleocene-Eocene inferiore, si trova sulle pendici occidentali della Montagna di Bruno (M. Fossato), circa 2 km a E di Pietravairano.

Si tratta di calcari microdetritici, avana o biancastri, sovente conglo-

meratici e con zone rossastre, che poggiano trasgressivamente su calcari bianchi del Cretacico inferiore. Oltre a lamellibranchi cuoriformi, a guscio spesso, spatizzati e indeterminabili, rivelano una microfacies con: *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, Rotaline, *Spirolina* spp., Miliolidi, *Alveolina* spp., *Orbitolites*, Globorotalidae, che si ritiene paleocenica, o facente passaggio all'Eocene. Dalla loro posizione trasgressiva sul Cretacico inferiore, si deducono movimenti epeirogenetici prepaleocenici da mettere in rapporto con fasi tettoniche tardocretaciche (SGROSSO, 1964). Depositi analoghi si rilevano nei monti Aurunci meridionali (D'ARGENIO, 1963 b; BERGOMI *et alii*, 1969).

COMPLESSO INDIFFERENZIATO (OLIGOCENE?)

ci — *Argille grigie o varicolori, talora scagliose, con intercalazioni di calcari marnosi, selciferi, manganesiferi, e di arenarie. Inglobano esotici di varia natura e di varia età (Cretacico, Paleogene, Miocene). Affiorano quasi sempre in giacitura caotica ed in rapporti tettonici con gli altri terreni mesozoici e terziari.* Complesso indifferenziato.

Cronologicamente, ai terreni mesozoici, che formano la massa della piattaforma carbonatica, succedono dei sedimenti terrigeni formati in gran prevalenza da argille grigie o varicolori, che inglobano frammenti, diversi per volume, natura ed età, propri di altre formazioni; mostrano quasi sempre una giacitura caotica. Dove parti del complesso caotico conservano un poco dell'ordine di sedimentazione originario, cioè nei tratti meno disturbati, vi si notano intercalazioni di strati generalmente sottili di calcare marnoso, di calcare selcifero, o manganesifero, di calcare arenaceo e di arenarie.

Questi sedimenti, già compresi nella dizione generale di « argille scagliose », sono stati via via distinti come « flysch caotico », « argille caotiche », « complesso indifferenziato », ed ora più spesso come « argille varicolori ». Sono quasi sempre in rapporti tettonici con gli altri terreni di età più antica o più recente. A luoghi queste « argille varicolori » sono comprese, come masse lenticolari, entro formazioni più recenti, mio-

ceniche, e la loro posizione si spiega come arrivo di frane sottomarine (*olistostromi*) entro il bacino di sedimentazione durante successive fasi tettoniche.

L. OGNIBEN (1956, 1958) distingue le *A.S. di Bonomini* come « complesso alloctono », in cui sono rappresentati: 1) argille scagliose dure nerastre del tipo dei galestri toscani, con intercalati spezzoni di calcare tipo alberese o di tipi affini, verdi grigi o nerastri a vene spatiche, con selce neta (ovest di Villa S. Croce e Bosco Formichiello); queste argille sono risultate sterili; 2) argille variegiate rosse e verdi (zona di Buonomini) contenenti blocchi di rocce competenti arenacee (tipo pietraforte) o conglomeratiche o calcaree, in parte impastate con argille scagliose grigie derivate tettonicamente dal *Flysch di Moleta*, autoctono, su cui il complesso alloctono dovette sovrascorrere; le argille scagliose grigie derivate dall'autoctono hanno fornito microfaune elvezioni-tortoniane; le argille variegiate hanno invece fornito « non abbondanti ma frequenti foraminiferi esclusivamente arenacei con prevalenza di forme paleogeniche ». Dai confronti con altre microfaune simili, OGNIBEN conclude per una più probabile età oligocenica delle argille rosse facenti parte del complesso alloctono delle *A.S. di Buonomini*.³

Complessi analoghi sono datati come Oligocene o Aquitaniano-Oligocene nel Foglio 162 « Campobasso »; come Aquitaniano-Oligocene p.p. in 173 « Benevento »; come Langhiano-Oligocene in 161 « Isernia »; come Miocene?-Oligocene in 185 « Salerno ». Nel Foglio 171 « Gaeta » (C. BERGOMI *et alii*, 1969) sono distinti come « colata gravitativa » di materiali di varia età, dal Giurassico al Miocene, la cui messa in posto è da ritenere posteriore al Messiniano, e assegnati pertanto al Pliocene s.l.

Nell'area del Foglio « Caserta » il « complesso indifferenziato » affiora solo in alcune plaghe limitate e disperse: al piede nord del M. Longano, a est di Valle di Maddaloni; tra Piana di Caiazzo e Villa S. Croce; tra S. Giovanni e Paolo e Squille, a NE di Limatola; al piede del versante del Matese, tra Calvisi e Caselle (Gioia Sannitica). Altri minuscoli lembi si rinvennero sulla dorsale M⁵⁻⁴ tra il Volturmo e Carattano, o poggiati sul Mesozoico ai Ponti della Valle (Maddaloni) e ad est del M. Tifata.

³ Di recente OGNIBEN (1969, pp. 590-597) ha modificato questa attribuzione cronologica, che determina invece come « supracretaceo-eocenica ».

Il complesso indifferenziato, o « complesso alloctono » di OGNIBEN, s'interpreta che rappresenti i resti di una più estesa falda, di provenienza tirrenica, giunta nella regione alla fine o dopo il Tortoniano. (OGNIBEN, 1958).

MIOCENE

La successione dei terreni miocenici che affiorano nel Foglio « Caserta », corrisponde bene a quelle, più o meno esaurientemente descritte, che sono in molte altre zone dell'Appennino calcareo centro-meridionale. Variano, da zona a zona, lo spessore e in parte l'età, specialmente quelli dei livelli basali trasgressivi sui calcari del Cretacico; ma la successione delle facies, dalle calcareniti dei « calcari a *Pecten* » alle marne e marne argillose a *Orbulina* e alle arenarie, è sostanzialmente analoga dall'Abruzzo alla Campania.

M³⁻² — *Calcari detritici, da calcareniti a calciruditi, prevalentemente organogeni, con: ostreidi, pettinidi (Aequipecten mioalternans SACCO, A. multiscabrellus SACCO, A. northamptoni multispinosa SACCO), briozoi, anellidi, anfistegine e litotamni, in affioramenti discontinui; breccie e conglomerati basali della trasgressione miocenica.* Elveziano - Langhiano.

Questa formazione è distinta come *calcare di Mastroianni* da OGNIBEN (1957), ed è l'equivalente della *Formazione di Cusano* (SELLI, 1957). È formata da calcari detritici a granulometria variabile da zona a zona: da calciruditi a calcareniti e, a luoghi, a calcilutiti o a scogliere a litotamni; il colore è grigio o biancastro sulle superfici esposte, grigio tendente al ceruleo all'interno nella roccia fresca. I clasti sono in prevalenza gusci o frammenti di gusci di vari organismi: ostreidi, pettinidi, echinidi, briozoi, coralli, litotamni; minuto detrito del substrato cretacico. La caratteristica formazionale più appariscente sta forse nella frattura a maglie rombiche propria della facies calcarenitica, che risalta sulle superfici esposte; tale carattere si riscontra in tutti gli affioramenti dagli Abruzzi set-

tentrionali alla Campania, e ha fatto distinguere la formazione come « calcari reticolati ». La formazione è più nota, nella letteratura per l'Appennino centro-meridionale, con vari altri nomi: *calcari a Pecten*, *calcari a briozoi*, *calcari a litotamni*. La facies calcarenitica è spesso ricca di glauconite.

I macrofossili determinati sono quasi solo pettinidi: *Aequipecten mioalternans* SACCO, *A. multiscabrellus* SACCO, *A. northamptoni multispinosa* SACCO, *A. northamptoni* var. *oblita* (MIGHT.), *Cblamys spinulosa* MÜNSTER, *C. scabrella* LAM., *Cubitostrea frondosa* DE SERR.; tra i foraminiferi: *Amphistegina lessonii* D'ORB. globigerinidi, globorotalidi, rotalidi, *Elphidium crispum* (LINNEO). L'età della formazione è compresa tra il Langhiano alto e l'Elveziano (= Serravalliano) inferiore.

È una formazione tipicamente litoranea, sedimentata sulla costa di un paese calcareo; lo spessore ne varia, pertanto, da pochi metri a meno di 100 metri, e può mancare del tutto fino ad aversi il *Flysch di Moleta* (M⁴) trasgressivo sul substrato cretacico. Alla base si ha sovente un sottile livello conglomeratico, da puddinga a breccia, di color giallastro o rosato, di spessore variabile da un minimo di 5-10 cm ad un massimo di 70-90 cm (VALLARIO, 1964).

M³ — *Calcari marnosi e marne a fessurazione scagliosa, con microfauna a: Orbulina universa D'ORB., O. suturalis BRONN., Globorotalia mayeri (CUSH. e ELL.), in affioramenti discontinui ed apparentemente lenticolari.* Elveziano.

Alle calcareniti e alle breccie calcaree (M³⁻²) seguono in continuità di sedimentazione dei calcari marnosi e delle marne più o meno arenacee, grigi o grigio-azzurrognoli, ben stratificati o stratellati, a fessurazione scagliosa. Questa formazione è stata distinta da OGNIBEN (1957, 1958) come *calcare marnoso di Montagnella*, e corrisponde alla *Formazione di Longano* di SELLI (1957). In altre parti di questo Appennino è distinta come *marne a Orbulina*. La formazione è correlabile, dal punto di vista litostratigrafico, alle « marne arenacee scagliose » e allo « schlier » delle Marche e dell'Umbria meridionali.

Il contenuto micropaleontologico (OGNIBEN, 1958) comprende: glo-

bigerinidi, *Orbulina bilobata* (D'ORB.), *O. suturalis* BRONN., *O. universa* D'ORB., *G. scitula* (BRADY) subsp. *ventriosa* OGNIBEN. L'età è Elveziano (= Serravalliano). A luoghi conferisce un carattere formazionale a questi sedimenti l'abbondanza delle problematiche *Cylindrites*.

Lo spessore di questa formazione negli affioramenti compresi nel foglio è assai ridotto: varia da 2-3 metri ad una decina di metri, e può mancare del tutto, così come il *calcare di Mastroianni* (M³⁻²), nel vallone di Maiorano, dove il *Flysch di Moleta* (M⁴) si vede poggiare stratigraficamente sul conglomerato di base della trasgressione miocenica.

Il *calcare marnoso di Montagnella* corrisponde ad un approfondimento del fondo marino e al passaggio ad ambiente pelagico, intermedio tra quello del *calcare di Mastroianni* (M³⁻²) e quello del *Flysch di Moleta* (M⁴).

L'esiguità degli affioramenti ha consentito di cartografare questa formazione solo a NO di Carinola (M. Massico), a Montanaro (Sparanise) e presso S. Pietro (NNO di Caiazzo).

M⁴ — *Argille marnose e siltose, sottilmente stratificate, con alternanze di arenarie grigie e giallastre e di lenti ciottolose calcaree, con: Uvigerina barbatula* MACFAD., *Cassidulina cruyssi* MARKS, *Globorotalia menardii* (D'ORB.), *G. scitula ventriosa* OGNIBEN, *Cibicides italicus* DI NAPOLI, *Karrieriella chilostoma* (REUSS). Tortoniano.

È una formazione fliscioide, denominata *Flysch di Moleta* da OGNIBEN (1957), che consta di un'alternanza di marne argilloso-siltose, prevalenti, e di arenarie. L'alternanza tipica è di circa 1 m di marna argillosa siltosa contro 10 cm di arenaria; l'arenaria è per lo più una calcarenite fortemente arenacea o una subgrovacca piuttosto calcarenitica. La stratificazione è in genere netta, in strati da pochi centimetri a pochi decimetri. La potenza del *Flysch di Moleta* è di alcune centinaia di metri, da 200 a 400 m. Esso corrisponde alla *Formazione di Pietraroia* di SELLI (1957), e ne presenta gli stessi caratteri di fasi distali di correnti di torbida: gradazione, laminazione obliqua e convoluta. (PESCATORE *et alii*, 1970).

La microfauna del *Flysch di Moleta* è stata studiata a fondo da OGNIBEN (1958) che arriva alle conclusioni seguenti. La base del flysch è costituita da marne calcaree con abbondante microfauna a caratteri prevalentemente elveziani con qualche elemento tortoniano, sovrapposte in concordanza a sedimenti elveziani (*Calcare di Montagnella*). Nella parte alta del flysch sono stati osservati altri strati di marne calcaree, pure con abbondante microfauna con caratteristiche di età francamente tortoniane, con qualche elemento più antico. La grande massa del flysch è costituita da un'alternanza marnoso-siltoso-arenacea le cui microfaune, poverissime e quasi esclusivamente planctoniche, permettono una datazione solo approssimativamente mediomiocenica, o medio-supramiocenica. Nel complesso si può dire che il *Flysch di Moleta* si è depositato nell'epoca di transizione fra Elveziano e Tortoniano, estendendosi per un intervallo imprecisabile del tardo Elveziano e del basso Tortoniano.

L'età di questo flysch, corrispondente alla *Formazione di Pietraroia* (SELLI, 1957), è da assegnare all'Elveziano (= Serravalliano) più alto per la parte inferiore, e al Tortoniano per i due terzi superiori. L'ambiente di sedimentazione è di mare aperto, batiale, con apporti di correnti di torbida.

Affioramenti ben esposti e agevoli sono nelle scarpate in destra della SS. 158 e della Ferrovia Alifana a nord di Caiazzo, e nella cava per laterizi presso Rasignano (Alvignano).

M⁵⁻⁴ — *Arenarie grossolane quarzoso-micacee, a cemento calcareo-marnoso, gradate, in strati e banchi, a luoghi bituminose, con intercalazioni di argille e marne siltose; brecciole calcaree con fauna rimaneggiata. Messiniano-Tortoniano?*

Sopra le marne argilloso-siltose e alle arenarie del *Flysch di Moleta* (M⁴) succedono delle arenarie generalmente grossolane, grigie o grigio-azzurrognole, giallastre per alterazione, più spesso in grossi banchi o a stratificazione indistinta, e poco cementate; sono state distinte da OGNIBEN (1957) come *Arenarie di Caiazzo*. Petrograficamente sono « oscillanti fra grovacche e calcareniti arcose, con strutture spesso gradate, con

sottili intercalazioni marnose». Intercalati tra le arenarie prevalenti, vi sono strati e banchi anche spessi due o più metri, di breccie calcaree gradate, passanti a calcari arenacei o ad arenarie calcaree. Contengono frequenti frustoli carboniosi e a luoghi vi appaiono sfumate impregnazioni di bitume. Lo spessore non è valutabile; si stima che superi i 300 metri.

La fauna è scarsa e mal conservata; i foraminiferi « sono completamente spatizzati, talora anche deformati e schiacciati. Una piccola parte dei foraminiferi è colorata in rosso bruno, ed è probabilmente rimaneggiata ». Tra i macrofossili si cita *Chlamys scabriuscula* MATH. var. *improvisa* FISCH. et TOUR.; tra i microfossili sono presenti: *Globigerina bulboides* D'ORB., *G. dubia* EGGER, *G. globularis* ROEM., *G. rotundata* D'ORB., *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globoquadrina*, *Orbulina bilobata* (D'ORB.) *O suturalis* BRONN., *O universa* D'ORB., *Globorotalia* (OGNIBEN).

OGNIBEN (1958), in base alla microfauna determinata, propende per un'età che va dalla parte alta del Langhiano alla parte basale dell'Elveziano; ritiene, perciò, le *Arenarie di Caiazzo* parautoctone, eteropiche del *Calcare di Mastroianni*, e sovrapposte tettonicamente al *Flysch di Moleta*; anche per gli « evidenti segni di tettonizzazione, sotto forma di intensa fratturazione delle arenarie ». Lo stato di conservazione dei microfossili fa però dubitare che si tratti di forme rimaneggiate, e che la sovrapposizione *tettonica* di (M⁵⁻⁴) su (M⁴) sia dedotta piuttosto dall'età attribuita alle due formazioni che non da effettive osservazioni di tale contatto meccanico sul terreno. Anche in un molto recente lavoro sui depositi miocenici affioranti nei bordi adriatici dei massicci calcarei (PESCATORE, SGROSSO, TORRE, 1970) si accettano le conclusioni di OGNIBEN per le *Arenarie di Caiazzo*, che vengono correlate con analoghi affioramenti dell'Appennino campano-lucano; ma anche la grande maggioranza delle microfaune esaminate per le facies di arenaria di tali affioramenti è « in cattivo stato di conservazione », o « mal conservate », o « intensamente spatizzate e a volte tettonizzate ».

La Formazione delle *Arenarie di Caiazzo* viene considerata qui come di età compresa tra il Tortoniano e il Messiniano. La formazione si ritiene

troncata da una coltre di argille varicolori (*complesso indifferenziato*), di cui si conservano i pochi lembi sparsi già ricordati.

Le *Arenarie di Caiazzo* si estendono specialmente a nord dei monti di Castel Morrone e di Caiazzo, e formano una dorsale che arriva quasi al piede dei versanti di M. Erbano (Matese).

PLEISTOCENE

q — *Conglomerato ad elementi calcarei mesozoici, a cemento calcitico rosso (il Monticello di Riardo, Monte S. Angelo, Vairano Patenora, Gioia Sannitica).*

Lungo la strada da Gioia Sannitica a Piedimonte d'Alife, dall'ampia falda detritica che raccorda il versante del Matese alla pianura fluvio-lacustre di Alife, sporgono alcuni ammassi di breccie monogeniche, ben cementate, formate da ciottoli di calcare generalmente a spigoli vivi o poco smussati; non è sempre agevole riconoscere se si tratta di breccie di pendio, o di altro modo di accumolo, ovvero di calcari mesozoici brecciati, cataclastici. Nei dintorni di Gioia Sannitica, come in altri affioramenti prossimi nel Foglio « Isernia », questi conglomerati poggiano, dove ne è visibile la base, sul Miocene marnoso-arenaceo, e appaiono implicati nelle faglie di un'ultima fase tettonica intensa. Possono essere di età più antica del Pleistocene.

Altri esigui lembi di breccie, quasi sempre a cemento calcitico rosso o rossastro, poggiano su calcari mesozoici al Monticello di Riardo e a M. S. Angelo (Vairano Patenora), e sul Miocene marnoso-argilloso (M⁴) a ovest di Pietravairano.

L'età di questi conglomerati, attribuiti al Pleistocene, è del tutto indicativa ed è basata solo sulle analogie con depositi attribuiti a tale età rilevati in regioni vicine.

i — *Ignimbrite di Roccamonfina e della Pianura Campana. Ignimbrite petrograficamente da trachitica a trachifonolitica, talora con fusurazione prismatico-colonnare (« tufo grigio campano » Auct.): alla*

base compatta, da marrone bruciato a violacea, con piccole pomici e scorie ocre e nere appiattite; verso l'alto lapidea, grigiastra, a scorie e pomici nere, anche di grosse dimensioni, ricche di sanidino; in superficie e alla periferia dell'apparato, incoerente, grigia o violacea, prevalentemente cineritica. Sottile paleosuolo cotto, gialloorancio, sottostante.

Questa formazione piroclastica, *ignimbrite trachifonolitica*, più nota come « tufo grigio campano », è trattata nel capitolo sul Vulcano di Roccamonfina. Qui se ne fa cenno per essere uno degli elementi più significativi della geologia della regione e per il grande sviluppo areale che questa formazione ha nel foglio; essa costituisce quasi la metà orientale e settentrionale della Pianura Campana e riveste, come una coltre di spessore variabile, il contorno dei rilievi dei terreni preplioceni e le valli e le conche tra essi comprese, fino alle pendici del gruppo del Matese.

Nella stratigrafia del *tufo campano* si distinguono dall'alto in basso (Ist. Min. Un. Napoli, 1968, DI GIROLAMO, 1968, 1970):

- a) *cinerazzo*, piroclastite ancora incoerente, con spessore limitato;
- b) *semitufo*, abbastanza coerente, grigio, con pomici e scorie nere: è il tufo comune;
- c) *tufo pipernoide*, sanidinizzato, con pomici che tendono ad appiattirsi e a disporsi in bande parallele;
- d) *piperno*, molto sanidinizzato, con pomici appiattite e disposizione eutassitica a « fiamme ».

Tra Maddaloni e S. Nicola la Strada, nel semitufo b) si è sviluppata una facies zeolitica, gialla, con scorie nere, che mostra una convergenza verso il « tufo giallo napoletano », ed è distinta come « tufo giallo casertano ». A Triflisco è possibile osservare la base del tufo campano sui calcari del Cretacico.

Questione tuttora dibattuta è quella dell'origine del *tufo grigio campano*, cioè: se di emissione da un unico centro, da collocare probabilmente nella zona dei Campi Flegrei, ovvero da più centri eruttivi locali; se formato da materiali trasportati per via aerea, o se originato esclusivamente per colate.

Al di fuori della Pianura Campana il tufo campano si spinge fino alla media valle del Volturno, verso Gioia Sannitica; fascia il piede orientale della dorsale cretacea da Baia e Latina ad Alvignano, e si trova fino a quote superiori ai 500 metri a Profeti e a Croce (Rocchetta e Croce). Tipici giacimenti interappenninici sono anche nelle conche di Castel Morrone, di Caserta vecchia, di Durazzano.

Il tufo campano « s'innesta ai rilievi appenninici e a valle degrada verso la Pianura Campana, prima con falde e conoidi, poi con un falso-piano sempre meno accentuato, fino a sfumare nelle fasce alluvionali attorno al Volturno e al Clanio » (Ist. Min. Un. Napoli, 1968). I colli calcarei di Francolise e Sparanise emergono dalla pianura tufacea del tutto sgombri di piroclastico, come sono anche i versanti dei rilievi mesozoici; questo tipo di giacitura alquanto singolare viene attribuito « in prima approssimazione » ad *espandimento piroclastico*, diverso da un accumolo da trasporto per via aerea, e dal dilavamento dei versanti dovuto all'erosione. « Appena sotto l'inizio della falda la potenza del tufo aumenta rapidamente » e numerose cave di tufo campano sono aperte in prossimità del limite del tufo sui calcari o sulla dolomia. La fessurazione colonnare, quando è presente, è conseguenza del disseccamento.

OLOCENE

L'Olocene è rappresentato da una zona di piroclastiti (af) connessa al vulcanismo dei Campi Flegrei, e da una grande estensione di terreni, generalmente sciolti o solo costipati, in prevalenza di origine alluvionale o fluvio-lacustre, che accompagnano il corso del Volturno e di alcuni corsi d'acqua minori; e ancora da terreni, assai meno estesi, di diversa origine o modo d'accumolo: dune, travertini, detrito di falda, ecc.

af — *Lapilli stratificati, paleosuoli del « III Periodo Flegreo »* (v. Fogli 183-184 « I. d'Ischia »-« Napoli »), *tufo grigio sottostante* (= *facies periferica del « tufo napoletano »*) *del secondo periodo, nella pianura circumflegrea; copertura di spessore minimo, decrescente, allontanandosi dai centri eruttivi flegrei; spessore da 1 a 5 metri (af).*

Facies pipernoidi sottostanti, gialle o grigie, a grosse scorie nere ed inclusi lavici: ignimbriti e lave (?) acide, sepolte sotto le alluvioni del F. Volturno, a profondità ridotta (ip).

Al margine meridionale del foglio, entro l'arco descritto dai Regi Lagni (= Clanio), si estende il « Lobo napoletano » delle piroclastiti della Pianura Campana, che corrisponde all'estremo settentrionale della pianura circumflegrea. Quest'area è formata da un tufo grigio che è una pozzolana grigio-chiara con straterelli di pomice, attribuita ad una facies periferica del « tufo giallo napoletano » del II periodo flegreo; i « lapilli stratificati e paleosuoli del III periodo flegreo » non arrivano entro il Foglio « Caserta », ma cessano entro il Foglio 184 « Napoli », tra Melito e Aversa. In alcune località del Foglio 184 « Napoli » prossime al margine del Foglio « Caserta » affiora il « tufo grigio campano » da sotto la copertura di pozzolane del « tufo giallo ».

La facies pozzolanica del II periodo si estende anche a coprire una notevole estensione il tufo grigio campano del *lobo casertano*; gli affioramenti dell'uno e dell'altro tipo di tufo sono messi in evidenza, per le differenze dei suoli che se ne originano, dal tipo di coltivazione agraria: estremamente intensiva e ricca quella su terreni derivati dai tufi del secondo periodo; più povera quella su terreni derivati dal tufo grigio campano.

at, tr — *Sabbie e limi grigi e giallastri, stratificati, incoerenti, terreni umiferi, minuto detrito calcareo in vicinanza dei rilievi, lenti di ciottolini fluviali misti con sabbie augitiche, lenti di lapilli e pomice rimaneggiate e di piccole dimensioni; lenti travertinose a SW di Riardo e travertini a Sud di Maddaloni (tr).*

Il margine dei tre *lobi* di piroclastiti della Pianura Campana è orlato da una fascia di materiali incoerenti, varianti da zona a zona, che comprende: sabbie e limi grigi e giallastri, terreni umiferi, minuto detrito calcareo in prossimità dei rilievi, lenti di ciottolini fluviali misti a materiale piroclastico rimaneggiato. Depositi analoghi sono molto estesi anche

nella pianura in lento declivio tra il Monte Maggiore e le alture di Pietravairano.

Questi depositi sono attribuiti alla sedimentazione fluviale dei maggiori corsi d'acqua e al dilavamento dei versanti coperti da piroclastiti, immediatamente successivi alla messa in posto del tufo grigio campano (i).

A sud delle sorgenti di Riardo, al piede del versante settentrionale del M. Coricuzzo, vi è una placca formata da alcune lenti di travertino spugnoso intercalate o sovrapposte ai materiali di (at); è da mettere in relazione con sorgenti calcarifere scomparse e con una fase palustre locale.

Sul margine del foglio, a sud di Maddaloni, compare appena l'estremità settentrionale della grande plaga di travertino spugnoso o vacuolare che si estende per circa 15 km² nel contiguo Foglio 184 « Napoli »; anche questa plaga corrisponde ad una zona palustre.

dt — Il detrito di falda, in genere sciolto o debolmente cementato, a granulometria molto variabile, e commisto sempre a materiali piroclastici rimaneggiati e a terreno umifero, forma una larga fascia che degrada con lieve pendenza a raccordarsi con i sedimenti fluvio-lacustri della Piana di Alife. Dalla falda detritica emergono spuntoni isolati dei sottostanti terreni più antichi, cretacicci e miocenici; in essa sono anche compresi materiali di frana delle « argille varicolori » (ci) che affiorano tra Calvisi e Caselle.

Altre limitate falde di detrito sono al piede dei rilievi mesozoici intorno a Pietravairano, a Giano Vetusto, nella valle tra il M. Tifata e M. S. Leucio.

al, a, ap, a¹, a², de — La distinzione di questi sedimenti è volta piuttosto a ricostruire condizioni paleogeografiche, che non a individuare sedimenti differenti. In superficie sono in prevalenza terreni umiferi, con percentuali più o meno alte di scheletro, che coprono alluvioni sabbiose e limose, con locali intercalazioni di lenti ciottolose, di lapilli e pomice dilavati, di torba, che denotano punti o fasi di più intensa attività di trasporto, o fasi di esondazione, o fasi palustri.

Più ampia estensione hanno i terreni argillo-limosi e limosi (ap) della pianura, terreni umiferi scuri con sottostanti lapilli pomicei e intercalazioni di torba, di colmata della bonifica del basso Volturno; le terre nere e le alluvioni recenti tra Pietramelara e Pietravairano.

Argille sabbiose, limi e sabbie scure con lapilli e pomici dilavate e con lenti ciottolose (a) si estendono nella piana di Alife e nella conca di Piana di Caiazzo, contornano i sedimenti di (ap) nella pianura del basso Volturno, e ricoprono sedimenti con fauna salmastra (a¹) a monte della fascia di dune costiere (v. Foglio 184 « Napoli »).

Tra i sedimenti più recenti e attuali sono distinte le alluvioni da sabbiose ad argillose di golena del Volturno (a²) e i suoli argillosi e limosi chiari di colmata di alvei abbandonati (a¹). Con la sigla (dc) sono indicati i materiali di riporto, soprattutto gli escavati degli argini dei canali di bonifica.

ad, da — Sabbie fini, grigio-chiare, formano i tumoleti e la serie di dune litoranee successive (ad) di accrescimento del vecchio delta del Volturno; tra i cordoni delle dune vi sono sottili depositi terroso-sabbiosi, alluvionali o palustri, d'interduna (da).

V — TETTONICA

STRUTTURE DEL MESOZOICO E DEL CENOZOICO

I lineamenti strutturali nell'area del Foglio « Caserta » sono tracciati dagli affioramenti dei terreni calcareo-dolomitici mesozoici, fasciati e circondati da tufi e dalle alluvioni che si estendono a formare le ampie zone di pianura a lato dei rilievi. Le strutture sono quelle di uno stile rigido, a blocchi fagliati, monoclinali. I terreni miocenici in parte si conformano alle strutture del Mesozoico sul quale sono trasgressivi, in parte formano strutture complicate, difficili da interpretare, di cui sono ignoti i rapporti col substrato.

I rilievi mesozoici sono distribuiti in una fascia allungata da SE a NO, in direzione appenninica. A grandi linee, il corso del Volturno da Limatola a Capua, divide la fascia in due grandi gruppi: dei Monti di Caserta a sud; del Monte Maggiore a nord; i quali differiscono non solo in particolari della stratigrafia (serie continua a sud, serie con lacune medio-cretaciche a nord), ma anche in particolari della tettonica delle unità che vi sono comprese.

Nei due gruppi si riconoscono dei sottogruppi che corrispondono ad unità, insieme orografiche e strutturali, definite « dorsali » (D'ARGENIO e PESCATORE, 1963), diverse per estensione e per orientamento, separate da faglie di cui le più importanti, cioè quelle con influenza morfologica, sono dirette NO-SE, SO-NE e E-O. Gli elementi di queste fratture (contatti, piani di faglia, liscioni, ecc.) sono spesso mascherati dai tufi che si appoggiano al piede dei versanti.

Nei Monti di Caserta si riconoscono tre dorsali allungate in senso dei paralleli, limitate a nord da faglie inverse dirette E-O che portano i calcari del Cretacico sopra i terreni neogenici.

La prima dorsale, da sud, è quella di M. Longano (Durazzano), compresa nella sua metà orientale nel Foglio « Benevento »; la faglia inversa nel versante nord, che forse continua con direzione NE-SO fino ai Ponti della Valle, sovrappone i calcari del Cretacico superiore (C^{10-6}) sul complesso indifferenziato (ci).

Segue la dorsale di M. Virgo e M. Castello, nella quale a levante di Castel Morrone i calcari del Cretacico inferiore (C^{6-1}) sono sovrascorsi sulle arenarie quarzoso-micacee mioceniche (M^{5-4}); nella conca di Castel Morrone l'eventuale prolungamento della faglia è mascherato dai tufi. Faglie normali dirette E-O, da Caserta Vecchia a S. Michele (a nord di Valle di Maddaloni), separano da questa struttura le alture che culminano nel M. Calvi, formate dai calcari del Cretaceo superiore (C^{10-6}).

La terza dorsale, settentrionale, allungata da Limatola alla Scafa di Caiazzo, comprende il Montagnano, M. Caramboli e M. Castellone; per faglia inversa si sovrappongono al Miocene arenaceo (M^{5-4}) sia il Cretacico superiore (C^{10-6}) del Montagnano, sia il Cretacico inferiore (C^{6-1}) dei M. i Caramboli; anche qui l'eventuale continuazione della faglia verso la Scafa di Caiazzo è coperta dai tufi e dall'alluvione.

Dalle tre dorsali ora definite, che sono quasi parallele, allungate E-O, limitate da faglie vergenti a nord, si separano, nei Monti di Caserta, altre due dorsali allungate NO-SE e limitate da faglie normali con direzione appenninica: il M. S. Michele, a nord di Maddaloni, e il M. Tifata con M. S. Leucio, a nord-ovest di Caserta.

Quella di M. S. Michele, tra Maddaloni e Centurano, è una monoclinale immergente a sud-est, formata dalla serie C^{10-6} - G^{11-6} , e attraversata da alcune faglie normali.

Quella del M. Tifata è una struttura più complessa. E' formata da un blocco prevalentemente dolomitico di G^1 - T^5 , che nel versante nord-orientale viene a contatto, per una faglia inversa diretta NO-SE, con G^{5-2} , mentre a sud, a sud-ovest e a nord-ovest viene a contatto per faglie normali con placche di calcari di C^{6-1} . Nell'insellatura tra il Tifata e M. S. Leucio, percorsa dalla strada da Caserta a Caiazzo, si estende una falda di detrito dalla quale affiorano alcuni lembi di G^{11-6} e di marne e calcari marnosi assegnati al Complesso indifferenziato (ci). Il M. S. Leucio

è formato dai calcari del Giurassico (G^{11-6}). Si può supporre che il M. Tifata sia separato dal M. S. Leucio da un'altra faglia inversa, non rilevabile perché mascherata dal detrito, sciolto o cementato, che copre il basso versante. La struttura del M. Tifata pare comparabile con quelle di M. Maiulo, M. Caruso e M. Fallano, nel gruppo del M. Maggiore, di cui è detto più avanti.

Nel gruppo del Monte Maggiore, a nord del Volturno, sono state distinte cinque dorsali e due graben corrispondenti ad altrettante unità strutturali abbastanza chiaramente individuabili (D'ARGENIO e PESCATORE, 1963).

A ponente del gruppo è la *dorsale occidentale*, con andamento appenninico; si estende da M. la Costa (Rocchetta e Croce) al M. Pozzillo e al M. Raggeto (Triflisco), ed è costituita da tutta la successione dall'Infralias (G^1 - T^5) al Cretacico superio (C^{10-6}). A sud-ovest è limitata dalla grande faglia NO-SE Rocchetta-Bellona, il cui rigetto aumenta da sud-est a nord-ovest, fino a portare nei dintorni di Rocchetta le dolomie dell'Infralias a contatto col Miocene calcareo-marnoso (M^4). Un'altra faglia NO-SE, ma con minor rigetto, limita la struttura a nord-est. Gli strati immergono debolmente a est o a est-nord-est.

La faglia Rocchetta-Bellona divide questa prima dorsale da un'altra sub-parallela, meno evidente, frammentata e discontinua, sempre con andamento appenninico, che corrisponde al tetto della faglia stessa. Comprende M. Coricuzzo, M. Calvento e M. Tutuli, formati dal Cretacico inferiore e dal Cretacico superiore, con lembi di Miocene trasgressivi su C^{10-6} a M. Coricuzzo.

A levante del gruppo si estende una grande *dorsale orientale*, da M. Fossato a M. Grande di Caiazzo, limitata anch'essa da faglie con andamento appenninico, con rigetti non superiori ai 300 m. Vi affiorano esclusivamente calcari del Cretacico, in prevalenza del Cretacico inferiore (C^{4-1}) nella parte settentrionale (M. Fossato, M. della Costa), del Cretacico superiore (C^{10-6}) nella parte meridionale; in questa parte meridionale vi sono estesi lembi di terreni miocenici trasgressivi sul Cretacico superiore. La dorsale è divisa in blocchi monoclinali, variamente inclinati, da molte

faglie E-O o NE-SO; ma l'immersione prevalente degli strati è verso nord-est.

Tra le due dorsali occidentale e orientale, ad andamento appenninico, s'inserisce « come elemento di raccordo » la *dorsale settentrionale*, che comprende le maggiori alture del gruppo. Vi si può distinguere una parte settentrionale, da M. S. Angelo a M. Melito, P. Madama Marta, P. S. Salvatore (M. Maggiore) formata in prevalenza dal Cretacico inferiore, e una parte meridionale, di M. Etna, M. S. Erasmo e M. Serrone, formata dal Cretacico superiore. All'estremo di ponente (M. Puritiello) affiorano anche i calcari di G⁵⁻². Una faglia con direzione ENE-OSO, con rigetto variabile, decrescente da ovest a est, limita questa struttura verso la piana di Pietramelara e di Riardo; si ritiene che questa faglia mascheri un'originaria struttura di compressione analoga a quella che si verifica nel M. Maiulo. Numerose altre faglie, in prevalenza con direzione appenninica, attraversano la struttura specie nella sua parte meridionale.

Il sottogruppo di M. Maiulo, con il M. Fallano e il M. Friento, riuniti come *dorsale centrale*, comprende strutture in cui affiorano i terreni dall'Infralias (M. Maiulo) al Cretacico superiore (M. Forca); le strutture sono limitate a settentrione da faglie inverse che sovrappongono i terreni mesozoici ai terreni arenaceo-quarzosi del Miocene (M⁵⁻⁴); altre faglie minori, con direzione appenninica, traversano queste strutture. Nei calcari giurassici e cretaci di questi monti vi sono frequenti intercalazioni di conglomerati intraformazionali; si riteneva, perciò, che rappresentassero la *facies di transizione* dalla *serie con le bauxiti* e con lacune medio-cretaciche, alla *serie continua* (D'ARGENIO e PESCATORE, 1963 b). Più di recente, questi affioramenti sono considerati come *parte della zona esterna del Matese occidentale*, affiorante in finestra tettonica (D'ARGENIO e SCANDONE, 1970).

Si comprende nel gruppo del Monte Maggiore, sebbene ne sia distinta orograficamente, la dorsale dei Monti di Pietravairano, che corrisponde ad una struttura allungata da NE a SO, in cui affiorano terreni di età diversa, dall'Infralias al Cretacico superiore e al Miocene, in rapporti stratigrafici o tettonici non sempre riconoscibili. La dorsale è limitata da faglie con andamento tirrenico, ENE-OSO; la faglia che limita la dorsale

a settentrione, nel versante nord del M. Caievola, è una faglia inversa che sovrappone il Cretacico inferiore (C⁶⁻¹) sul Miocene medio (M⁴).

La valle del Torrente S. Giovanni (Pontelatone, Formicola) è definita *Graben* di Formicola, corrispondente ad una zolla ribassata, a luoghi affiorante dalla copertura di tufi, compresa tra le faglie che limitano le dorsali occidentale, settentrionale e centrale.

A struttura di *Graben* si attribuisce anche la regione pianeggiante, a contorno grosso modo quadrangolare, tra Riardo, Pietramelara e Pietravairano, compresa tra la dorsale settentrionale a sud-est, la dorsale orientale a nord-est e la dorsale dei monti di Pietravairano a nord-ovest. Le alture di S. Felice (M. Fosco), il Monticello, i colli di Riardo e di Pietramelara sarebbero affioramenti del tetto della zolla ribassata.

Anche le alture di Montanaro e Sparanise (M. Maro, M. Marzio) e di Francolise (M. Telefono), ai margini della Pianura Campana, si possono spiegare come affioramenti di zolle sprofondate. Questi affioramenti, tuttavia, possono far parte di una ipotetica struttura allungata da sud-est a nord-ovest, da M. Coricuzzo a M. Telefono, limitata da faglie parallele o quasi parallele a quelle che limitano la struttura del M. Massico.

Se si eccettua il piccolo lembo di Paleocene-Eocene inferiore (Pc-E¹) trasgressivo sul Cretacico (C⁶⁻¹) nella Montagna di Bruno (Pietravairano), i terreni cenozoici sono rappresentati esclusivamente da sedimenti del Miocene medio-superiore. Di questi, le calcareniti della *Formazione di Mastroianni* (M³⁻²) e i calcari marnosi della *Formazione di Montagnella* (M³) sono strettamente connessi, stratigraficamente e tettonicamente, con i calcari del Cretacico superiore su cui trasgrediscono; localmente M³ può esserne separato per fenomeni di scollamento e di scivolamento. Anche molti affioramenti delle marne siltoso-arenacee della *Formazione di Moleta* (M⁴) sono connessi con la tettonica dei calcari cretaci; tuttavia, alcuni affioramenti più estesi, e lontani dalle strutture del Mesozoico, e di cui non si vede il substrato, come quelli della zona dei Morrioni e di M. Garofalo (Ruviano), possono rappresentare delle strutture indipendenti.

Le arenarie quarzoso-micacee, grossolane, della *Formazione Arenarie di Caiazzo* (M⁵⁻⁴) sono, secondo OGNIBEN (1957, 1958), parautoctone, sovrapposte tettonicamente alle marne siltose della *Formazione di Moleta*.

Anche in recenti studi sul Miocene dell'Appennino campano-lucano (PESCATORE, SGROSSO e TORRE, 1970; PESCATORE, 1970) si accettano, per le arenarie di Caiazzo, le conclusioni di OGNIBEN. Le arenarie di Caiazzo, dalle zone di Limatola e di Castel di Sasso, dove sono a contatto tettonico con i calcari mesozoici, si estendono verso nord a formare una dorsale, un *alto*, tra le depressioni fluvio-lacustri delle conche di Alife e della pianura di Amorosi e Telese, delle quali costituiscono il substrato. I pochi e limitati lembi di *argille varicolori*, o « Complesso indifferenziato » (ci), sparsi sulle arenarie di Caiazzo (M³⁻⁴), sono spiegati come residui di una più ampia coltre alloctona di provenienza tirrenica.

Nel Foglio « Caserta » entrano anche piccole parti di due grandi strutture che sono comprese più completamente in fogli contermini: il M. Massico a ovest (v. Foglio 171 « Gaeta »), e il Matese a nord-est (v. Foglio 161 « Isernia »).

Del M. Massico compare solo l'estremo settentrionale, con un tratto di serie dal Trias (T⁵) al Cretacico inferiore (C⁶⁻¹). E' una struttura allungata SO-NE, limitata a nord-ovest e a sud-est da due faglie con direzione antiappenninica, o tirrenica. Nell'insieme, a grandi linee, si può considerare una monoclinale, per l'affioramento dei piani più antichi all'estremo di nord-est, e dei più recenti all'estremo di sud-ovest, con prevalente immersione dei piani stessi verso ovest o sud-ovest. Si può anche riconoscere un marcato parallelismo delle due faglie con quella ipotetica, che tra Riardo e Francolise, segue il versante di nord-ovest del M. Coricuzzo.

Del grande gruppo del Matese compare, nei dintorni di Calvisi e di Curti, una piccola parte dei versanti di M. Croscio e M. Erzano. Diverse faglie trasversali dividono i versanti in blocchi variamente spostati; più importante è la faglia, o le faglie vicarianti, che separano i calcari e le dolomie del Matese dai sedimenti miocenici e del Complesso indifferenziato (ci); questa faglia, con rigetti dell'ordine di 2000 m, si estende al di fuori del foglio verso nord-ovest contrapponendo vari livelli del Miocene a livelli e piani sempre più antichi, fino alla dolomia del Trias superiore (T⁵). Discutibile è la posizione degli affioramenti di calcari del Cretacico dalla falda detritica: se siano franati dal prossimo versante, o

se rappresentino il tetto della faglia, o se inglobati come esotici in una falda di terreni miocenici; la seconda ipotesi è forse la più probabile.

CENNI SULL'EVOLUZIONE PALEO GEOGRAFICA

Ricerche e studi recenti, che hanno preso avvio proprio sugli affioramenti di terreni mesozoici compresi nel Foglio « Caserta », sono pervenuti ad una valida ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica dell'Appennino calcareo centro-meridionale.

Si riconosce oggi che questa parte dell'Appennino corrisponde ad una piattaforma intraoceanica che si è evoluta dal Lias al Miocene medio, e che l'orogenesi alto-miocenica e pliocenica l'ha trasformata nelle strutture tettoniche e nella configurazione orografica che si osservano attualmente.

Si ritiene che già nel Trias superiore esistesse una vasta piattaforma dolomitica, comprendente anche evaporiti (anidrite, gesso), corrispondente ad uno stadio epicontinentale, distinta come « piattaforma appenninica triassica » che tra la fine del Trias e il Lias inferiore, per una forte fase tettonica, si suddivise in diverse piattaforme di minori dimensioni, mentre una parte di essa diveniva sede di depositi pelagici; le piattaforme risultanti erano separate da depressioni che in seguito evolsero a bacini.

Si originarono così delle « piattaforme », corrispondenti ad un secondo stadio definito « intraoceanico », con sedimenti carbonatici da infralittorali a sopralittorali assimilabile ad un ciclo sedimentario di tipo trasgressivo-regressivo, e compreso nell'intervallo Lias-Cretacico superiore-Paleogene, con una breve ripresa della sedimentazione carbonatica del Miocene; esse sono attraversate da zone depresse, con caratteri di bacino, riempite da torbiditi calcaree, talora facenti passaggio nelle fosse assiali a facies di tipo pelagico.

Durante il Lias medio e superiore si arriva a stabilire una più netta distinzione tra piattaforme e bacini, ma non si è ancora appurato quando le piattaforme campano-lucane e abruzzese-campana si sono differenziate come unità distinte.

Durante il Dogger e il Malm lo schema paleogeografico della regione è uguale a quello del Lias superiore. In questo tempo si rende più evidente la separazione tra le due piattaforme, già indicate come area interna e area esterna della piattaforma appenninica. Il bacino tra le due piattaforme corrisponde ad una estensione verso nord-ovest del bacino lucano. E' presumibile un'estensione più ampia verso nord-ovest di questa lingua, benché non ancora riconosciuta; solo per ipotesi si ammette che il M. Massico sia connesso con la piattaforma campano-lucana. Invece la piattaforma campano-abruzzese è ben individuata verso nord fino al M. Velino; lungo il suo margine esterno è ben evidente la transizione al bacino del Molise, mentre il margine interno non è ben riconoscibile, forse perché parzialmente coperto dal sovrascorrimento della piattaforma campano-lucana. Per una più precisa e dettagliata cognizione di queste ricostruzioni si rimanda ai recenti lavori di D'ARGENIO (1967 b, 1970 a, 1970 b) e di D'ARGENIO e SCANDONE (1970).

Alla fine del Cretacico inferiore si delinea l'area che sarà poi la fascia abruzzese-campana delle bauxiti. Essa è fiancheggiata dal lato adriatico da un allineamento di basse terre emerse; dal lato tirrenico fa passaggio al bacino tra le due piattaforme.

Nell'Albiano e nel Cenomaniano la piattaforma abruzzese-campana emerse, con ripetute oscillazioni, e s'individuò l'area con caratteri di continentalità caratterizzata dai depositi di bauxite, sui quali, successivamente, trasgredì il Cretacico superiore in luoghi e tempi diversi, dal Cenomaniano superiore al Turoniano, e al Senoniano. Le oscillazioni, e la durata delle corrispondenti lacune, sono rese evidenti dove si rilevano due livelli di bauxite, come a M. Grande di Caiazzo; in altre aree, più adriatiche, della piattaforma, la fase di emersione fu continua e più lunga, e vi corrisponde una lacuna più ampia che si estende dall'Albiano p.p. al Senoniano inferiore.

Indizi di movimenti tettonici precedenti la generale emersione delle piattaforme alla fine del Cretaceo sarebbero da riconoscere nel lembo di Cretacico superiore (Maastrichtiano) trasfessivo sul Cretacico inferiore a M. Virgo (IETTO, 1964) e nel lembo di Paleocene trasgressivo sul Cretacico inferiore della Montagna di Bruno (SGROSSO, 1964).

Con la fine del Cretacico quasi tutta l'area delle due piattaforme emerge; solo sui bordi di quella meridionale (campano-lucana) e di quella esterna (Matese) si trovano sedimenti del Paleogene.

Nel Miocene si verifica una nuova fase di sommersione. Il Miocene medio (Langhiano superiore-Elveziano inferiore), in questa regione, trasgredisce in concordanza sulla piattaforma. Si depositano prima sedimenti calcarei di ambiente neritico infralitorale, che passano a sedimenti calcareo-marnosi epibatiali e poi batiali con facies di flysch per il progressivo approfondimento del fondo.

Tra l'Elveziano e il Tortoniano iniziano i primi movimenti orogenetici; per l'evoluzione di queste parti della piattaforma nel Miocene medio e superiore si rimanda ai più recenti studi di PESCATORE (1970) e di PESCATORE, SGROSSO e TORRE (1970).

Alla fase parossistica dell'orogenesi e alla « tettonica finale », si deve probabilmente la formazione di quell'ampia rientranza della costa compresa tra il M. Massico a nord e la Penisola Sorrentina (Monti Lattari) a sud, che è stata poi sede delle più estese manifestazioni vulcaniche della Campania.

VI — CENNI DI MORFOLOGIA

Le principali unità morfologiche che si riconoscono nell'area del Foglio « Caserta » sono già indicate nello « Sguardo geologico d'insieme »; esse sono ben distinte perché corrispondono a condizioni geologiche (litologiche, stratigrafiche e tettoniche) molto diverse.

La morfologia dei monti di Caserta e del gruppo di Monte Maggiore, ne mette in evidenza le strutture a blocchi monoclinali divisi da faglie, e l'influenza prevalente delle faglie con direzione appenninica. Formati da rocce stratificate competenti, hanno versanti nettamente separati dalle pianure che li circondano perché quasi ovunque manca, o è scarsa, una marcata falda detritica di raccordo. Il tufo grigio campano si appoggia contro i calcari al piede dei versanti.

Questi monti, che culminano nel Pizzo S. Salvatore a q. 1037, non superano mai l'altezza di 1000 metri sulle pianure circostanti; tuttavia hanno piuttosto caratteri della media che della bassa montagna, come versanti ripidi, tratti a parete, creste dentate, assenza di copertura detritica, che sono più evidenti nella parte NO, la più rilevata, del gruppo del Monte Maggiore: da M. Melito (q. 781) a Pizzo Madama Marta (q. 959) e a Pizzo S. Salvatore (q. 1037). Si può rapportare ad un « pescio » il blocco di calcare del castello di Caiazzo, circondato dai terreni fliscioidi del Miocene. Qualche altura isolata nella pianura, come quelle di Riardo e a quelle a Nord e a NO di Pietramelara, ha l'apparenza di *Inselberg*, avendo però tutt'altra origine.

Le alture corrispondenti ai terreni fliscioidi miocenici che si estendono in ampia dorsale da Caiazzo a Gioia Sannitica, formano una soglia che chiudeva la preesistente conca lacustre ora piana di Alife; soglia attraversata dal Volturno con alcuni meandri incassati sui bordi dei quali si

rilevano alcuni lembi terrazzati. La morfologia di questa dorsale, condizionata dalla natura dei terreni marnoso-argillosi e arenacei, è collinare, più spesso di colline mammellonari; i versanti hanno pendii più dolci, e sovente soggetti a movimenti di soliflusso se non a vere frane, là dove prevalgono i terreni marnoso-argillosi, mentre sono più acclivi dove prevalgono le arenarie.

Gran parte dell'area del foglio è occupata da zone di pianura. Il corso medio del Volturno attraversa tre pianure vallive alluvionali; prima la già ricordata Piana di Alife, antica conca lacustre, quasi livellata intorno a q. 90 msm; poi la piana terrazzata di Telese (Foglio 173 « Benevento »), dove confluiscono nel Volturno il T. Titerno e il F. Calore; infine la piccola Piana di Caiazzo, intorno a q. 35 msm, chiusa dalla stretta di Triflisco a Ponte Annibale. Da Triflisco alla foce il Volturno attraversa con un corso a meandri, la Pianura Campana. Questa pianura è piroclastica solo nelle sue parti più caratteristiche, cioè nelle parti laterali, dove si distinguono i già ricordati *lobi*: di tufo grigio campano quelli Casertano-Capitano e Caleno-Falerno; di tufi del secondo e terzo periodo flegreo quello napoletano.

Un'ampia fascia a nord dei Regi Lagni e a cavallo del Volturno, è invece formata da sedimenti alluvionali, olocenici; in prevalenza da terreni limosi e argillo-limosi, da terreni umiferi scuri e di colmata della bonifica del basso Volturno, a cui sottostanno, a luoghi, livelli di lapilli pomicei e intercalazioni di torba; a sud di Cancellone e Arnone, livelli o intercalazioni di materiali piroclastici si sono incontrati fino alla profondità di 100 m. Ai materiali alluvionali e umiferi di copertura sottostà un substrato in cui prevalgono sedimenti lacustri o palustri, salmastrici e marini, plio-pleistocenici, fino a profondità dell'ordine di 100-1500 metri, che indicano una forte subsidenza in corrispondenza di un golfo originatosi probabilmente nel tardo Miocene.

La Pianura Campana termina a sud-ovest con caratteri di pianura litorale, orlata dalla fascia di dune che si allunga dal lago di Patria a Mondragone; nel Foglio « Caserta » è compresa una parte di questa fascia, di oltre 3 km di profondità, formata dalla serie di dune litoranee successive del vecchio delta del Fiume Volturno.

Il fenomeno carsico, contrariamente a quanto si potrebbe supporre in relazione all'estensione che hanno nel foglio i calcari mesozoici, è poco sviluppato, almeno nelle forme più appariscenti del carsismo superficiale. Alcune doline si trovano nei dintorni di Castel Morrone, dove sono note col nome di *còmmole* (CASTALDI, 1938; SCHERILLO e altri, 1968). Altra dolina isolata si trova a M. Fossato (a est di Pietravairano).

VII — GEOLOGIA APPLICATA

BAUXITE

Il gruppo del Monte Maggiore è una delle zone della Piattaforma carbonatica in cui gli affioramenti del *livello delle bauxiti* si ritenevano d'interesse pratico.

Scavi di ricerca, iniziati intorno al 1919 nella zona di Latina e di M. Etna (Maiorano di Monte), si sono poi estesi a tutto il gruppo, e dal 1936 al 1963, da parte della Soc. Montecatini, si svolsero prima prospezioni poi ricerche e lavori minerari, nel corso dei quali vennero individuate alcune zone mineralizzate, che furono anche oggetto di coltivazione con lavori in sotterraneo. Complessivamente, nell'area del gruppo di M. Maggiore furono esaminati 60 affioramenti.

Gli affioramenti che apparivano più promettenti per la potenza del banco, e perciò esplorati con più impegnativi scavi in sotterraneo, sono quelli di M. Fosco presso S. Felice; di zona Campetelle, circa 3 km a ponente di Baia; di Colle Staffaro, a nord-ovest di Maiorano di Monte; del « Castello » di Dragoni; del M. S. Erasmo, a ovest di Treglia; di M. Etna, a sud-est di Profeti; di M. Grande di Caiazzo.

L'orizzonte bauxitico è costituito da un banco, ma più spesso da lenti, di minerale che passa lateralmente a materiale argilloso giallastro o rossastro con pisoliti bauxitiche. Lo spessore del banco non supera quasi mai i 2 metri; nella maggioranza degli affioramenti esaminati è minore di un metro e rapidamente si riduce ad un livello di pochi decimetri o di centimetri, di materiale argilloso rosso. Gli spessori maggiori, a cui corrispondono le lenti di bauxiti di buona o discreta qualità (tenore

in Al_2O_3 dal 50% al 57%, tenore in SiO_2 dal 3% al 5%), sono in corrispondenza d'infossature, di tipo carsico, nei calcari del letto (*calcari e requienie*).

Le conclusioni a cui pervengono CRESCENTI e VIGHI (1970) sono che « il bacino bauxitico è costituito prevalentemente da materiale argilloso e da lenti di bauxite rare e distribuite senza ordine nella formazione di tipo bauxitico ». Le poche lenti bauxitiche di qualche entità sono state quasi tutte coltivate in passato.

CAVE

Calcari

I calcari e i calcari dolomitici dei monti di Caserta e del gruppo del Monte Maggiore sono largamente impiegati come materiali da costruzione, per pietrisco stradale, per inerti per calcestruzzo, come fondente negli alti forni. Numerose cave sono aperte al piede dei versanti là dove la vicinanza delle strade e dei centri di consumo ne rendono più conveniente lo sfruttamento. Il maggior numero di cave di calcare, infatti, è aperto nei versanti sud-occidentali dei due gruppi montuosi, al margine della pianura campana, da Maddaloni a S. Angelo in Formis, e da Triflisco a Calvi; i fronti di cava, bianchi e a volte eccezionalmente alti, sono ben visibili dalla pianura. Nella grande maggioranza sono cave di pietrisco per uso stradale e di inerti per calcestruzzo; presso Maddaloni, nel versante di ponente del M. S. Michele, collegate con la ferrovia, sono aperte cave di calcare per le fonderie di Bagnoli.

Quasi tutte le cave sono nei calcari del Cretacico, inferiore (C^{6-1} o C^{4-1}) o superiore (C^{10-6}). Nelle cave di S. Angelo in Formis, e da quelle intorno a Bellona, aperte in C^{6-1} , si estrae la « Pietra di Bellona », calcare dolomitico grigio, a volte verdognolo, usato da secoli come pietra da costruzione, e come pietra ornamentale nota anche come « marmi di Bellona »; come tale fu impiegata nel secolo XVIII nel palazzo reale di Caserta, e di recente in alcuni edifici monumentali di Napoli (FERRERO,

1879; PENTA e IPPOLITO, 1937). Come « marmi » sono impiegati anche le breccie e i calcari, variegati di rosso o di giallo, che accompagnano il livello della bauxite, e che erano cavati a Dragoni come « marmi di Dragoni ».

A ricavare pietrisco, o sabbia, si prestano le zone di faglia, dove la roccia è cataclastica; sabbia si può ricavare dalla dolomia *farinosa*, dove la percolazione dell'acqua ha sciolto il cemento calcitico isolando i cristallini di dolomite.

Tufi

Il tufo campano (« tufo grigio campano » Auct.; « ignimbrite campana » DI GIROLAMO, 1970), che è da secoli il materiale per l'edilizia più caratteristico della Campania, ha la massima estensione nel Casertano, e viene largamente impiegato nelle sue varie facies: semitufo, o tufo giallo casertano; tufo pipernoide; piperno. Anche la facies superficiale incoerente, di spessore limitato a non più di due o tre metri, il « cinerazzo », viene sovente utilizzato come materiale pozzolanico.

Numerose cave di tufo campano sono disseminate in tutta l'area della pianura campana formata da questa ignimbrite. Molte sono aperte al margine della pianura, a breve distanza dall'appoggio del tufo sui calcari mesozoici, dove la potenza del tufo aumenta rapidamente appena sotto l'inizio della falda.

Le cave di tufo campano si addensano nell'area compresa tra Maddaloni e S. Nicola la Strada, dove si estrae la facies di « tufo giallo casertano », ora largamente impiegato nell'edilizia con tendenza a sostituire il tufo giallo napoletano.

Molte altre cave, spesso in attività saltuaria, sono aperte anche nei giacimenti di tufo interappenninici, ben al di fuori della pianura campana.

Argille per laterizi

Mancano in questa regione i sedimenti argillosi del Pliocene che in tante altre parti della Penisola forniscono il materiale all'industria dei laterizi.

Argille per laterizi si ricavano dai livelli argilloso-siltosi del Miocene medio (Formazione del *Flysch di Moleta*) e dalle argille delle alluvioni del Volturno. Cave di argilla siltosa nel Flysch di Moleta si trovano lungo la strada da Caiazzo ad Alvignano (S.S. N. 158), in località i Frizzi, circa 4 km a nord di Caiazzo, e in località Moleta presso Rasignano (Alvignano). Fornaci che impiegano le alluvioni del Volturno sono nei dintorni di Capua. Altre fornaci, con attività artigianale, cavano il materiale argilloso da depositi diversi, alluvionali o vulcanici; questo materiale è impiegato, e assai più lo era nei tempi passati, anche nell'industria figulina a Teano, Carinola, Sparanise e a Calvi.

SORGENTI

I calcari mesozoici dei monti di Caserta e del Monte Maggiore, attraversati da numerose faglie, sono permeabili per fessurazione, e sono fasciati sul loro contorno da terreni impermeabili o poco permeabili. I bacini idrici sotterranei formati da questi monti alimentano una sola sorgente notevole, quella di Triflisco; si può supporre che molte delle precipitazioni assorbite dai rilievi calcarei, tamponati in superficie dai sedimenti impermeabili del tufo campano e del Miocene marnoso-argilloso, siano versate in livelli più permeabili, intercalati nei sedimenti pleistocenici sottostanti al tufo, e vadano ad alimentare le falde profonde della pianura campana e delle altre pianure che circondano i rilievi stessi.

La sorgente di Triflisco sbocca a poca distanza e quasi al livello dell'alveo del Volturno, all'estremo sud della lunga dorsale M. la Costa-M. Pozzillo-M. Raggeto; si può ritenere, per ipotesi, che le due faglie longitudinali che delimitano la dorsale, attraversata da numerose faglie minori, siano la sede delle condotte sotterranee che drenano le precipitazioni assorbite dalle masse calcaree del Monte Maggiore. La sorgente comprende varie polle, di cui alcune debolmente mineralizzate, alcaline, bicarbonate e clorurate, a 15°, con notevole contenuto di anidride carbonica; nei dintorni vi sono alcune venute di acqua solfurea.

Sorgenti con portate dell'ordine del l" sgorgano, tra Castel Morrone e Limatola, al contatto tra i calcari cretaci e le marne arenacee del Miocene, o fuoriescono da sotto la copertura di tufo.

Numerose altre piccole sorgenti, da classificare come sorgenti di versamento o di strato, sono allineate sul bordo del lobo caleno-falerno del tufo grigio campano.

Altre sorgenti sono distribuite sui versanti e sul contorno dell'edificio del Roccamonfina, e sono in rapporto con la diversa permeabilità dei tufi e delle colate laviche in essi comprese (v. APPENDICE, pagg. 116-117). Infine le manifestazioni sorgentizie che si presume abbiano originato la placca di travertino a nord di M. Coricuzzo si opina che siano in rapporto con una faglia diretta SO-NE, subparallela a quella che limita a SE la struttura di M. Massico; la faglia sarebbe la via seguita da emissioni fumaroliche mineralizzanti, ricche di anidride carbonica, di origine endogena.

Data di presentazione del manoscritto: ottobre 1971.

VIII — BIBLIOGRAFIA

- ABBOLITO E. (1935), *Il calcare di Bellona in provincia di Napoli*. « Boll. Soc. geol. it. », 54, pp. 272-276, Roma.
- ACCORDI B. (1966), *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. « Geol. Romana », 5, pp. 355-406, 33 figg., 1 tav., Roma.
- ACCORDI B., AZZAROLI A., OGNIBEN L., RUGGIERI G., SCARSELLA F. (1963), *Il gruppo di ricerca per lo studio geologico dell'Italia centro-meridionale (CNR). Attività svolta negli anni 1960 e 1961*. « Supplemento a La Ricerca Scientifica », 1, n. 5, pp. 265-284, 12 figg., Roma.
- ACCORDI B., OGNIBEN L., RUGGIERI G., SCARSELLA F., VALDUGA A. (1965), *Il Gruppo di Ricerca per lo studio geologico dell'Italia centro-meridionale (CNR). Attività svolta negli anni 1962-1964*. « Supplemento a La Ricerca Scientifica », 4, n. 4, Roma.
- A.G.I. (1964), *Guidebook International Field Institute, Italy*. American Geol. Institute, Washington D. C.
- AMADEI G., MAINO A., TRIBALTO G. (1971), *Studio gravimetrico di dettaglio dei Campi Flegrei (Napoli)*. « Boll. Serv. Geol. It. », vol. 92 (in corso di stampa).
- BASSANI F. (1890), *Il calcare a nerinee di Pignataro Maggiore in provincia di Caserta. Nota preliminare*. « Rend. R. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 2°, 4, pp. 199-205, Napoli.
- BERGOMI C., CATENACCI V., CESTARI G., MANFREDINI M., MANGANELLI V. (1969), *Foglio 171 Gaeta e Vulcano di Roccamonfina*. « Note ill. Carta geol. d'Italia », Serv. Geol. d'It. - Min. Ind., Comm. e Art., pp. 130, 3 tavv., Roma.
- BREISLAK S. (1798), *Topografia fisica della Campania*. Vol. in 8°, pp. XII+368, 1 tav., Firenze.
- BREISLAK S. (1801), *Voyages physiques et lithologiques dans la Campanie suivis d'un mémoire sur la constitution physique de Rome; avec la carte générale de la Campanie, d'après Zannoni; etc.* Vol in 8°, pp. XVI+300, 4 tavv., Paris.
- BUCHNER G. (1952), *Falciano di Carinola (Caserta)*. In « Scoperte e scavi preistorici in Italia durante il 1952 », « Riv. Sc. preist. », 7, p. 243, Firenze.
- CASSETTI M. (1894 a), *Osservazioni geologiche sul Monte Massico presso Sessa Aurunca in provincia di Caserta*. « Boll. R. Com. geol. d'It. », 25, pp. 160-166, 2 figg., Roma.
- CASSETTI M. (1894 b), *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Volturno nell'anno 1893*. « Boll. R. Com. geol. d'It. », 25, pp. 258-274, 1 fig., Roma.
- CASSETTI M. (1895), *Osservazioni geologiche eseguite nell'anno 1894 in alcune parti dell'Appennino meridionale*. « Boll. R. Com. geol. d'It. », 26, pp. 329-345, 1 tav., Roma.
- CASSETTI M. (1897), *Sul rilevamento geologico di alcune parti dell'Appennino eseguito nel 1896*. « Boll. R. Com. geol. d'It. », 28, pp. 347-371, 1 tav., Roma.
- CASSETTI M. (1901), *La bauxite in Italia*. « Rass. Min. », 15, pp. 17-18, Torino.
- CASSETTI M. (1913), *Relazione preliminare sulla campagna geologica dell'anno 1911. Campania. Foglio 172 (Caserta) e 173 (Benevento)*. « Boll. R. Com. geol. d'It. », 43 (1912), pp. 72-73, Roma.
- CASTALDI F. (1938), *Le « comole » di Castel Morrone*. « Gli Abissi », 1, pp. 161-166, 2 figg., 1 tav., Napoli.
- 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, pp. 20 (estratto), 3 figg., 6 tavv., Bologna.
- CESTARI G. (1966), *Descrizione geologica del gruppo del Monte Massico*. « Boll. Serv. geol. d'It. », 86 (1965), pp. 45-64, 1 tav., Roma.
- COLACICCHI R. (1966), *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche*. « Mem. Soc. Geol. It. », 5, fasc. 1, pp. 1-8, 2 figg., Pisa.
- COLACICCHI R. (1967), *Geologia della Marsica orientale*. « Geol. Romana », 6, pp. 189-316, 72 figg., Roma.
- COLALONGO M. L. (1963), *Selliaveolina viallii n. g., n. sp. di alveolinide cenomaniano dell'Appennino meridionale*. « Giornale di Geologia », s. 2°, 30 (1962), pp. 10, 2 figg., 1 tav., Bologna.
- CRESCENTI U. (1959), *Sopra una nuova Macroporella (alga calcarea) nel Malm dell'Italia meridionale*. « Giornale di Geologia », s. 2°, 27 (1956-57), pp. 195-202, 1 tav., Bologna.
- CRESCENTI U. (1966), *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*. « Boll. Soc. geol. it. », 85, pp. 541-579, 3 figg., Roma.
- CRESCENTI U. e VIGHI L. (1970), *Risultati delle ricerche eseguite sulle formazioni bauxitiche cretatiche del Casertano e del Matese, in Campania*. « Mem. Soc. geol. it. », 9, pp. 401-434, 8 figg., 7 tavv., Pisa.
- CUTOLO A. e CALEDOLI E. (1911), *Analisi chimica e batteriologica dell'acqua di Assano (Rocchetta e Croce, Caserta)*. « Boll. Soc. Natur. », 24 (1910), pp. 295-302, Napoli.
- DALL'AGLIO M. e D'ARGENIO B. (1971), *Distribuzione dell'uranio nelle rocce carbonatiche. Primi risultati sul Mesozoico campano*. « Boll. Soc. Natur. », 80 (1971), pp. 9, 2 figg., 2 tabb., Napoli.
- D'ARGENIO B. (1963 a), *Sull'età dei livelli e requienie nell'Appennino campano*. « Boll. Soc. Natur. », 71 (1692), pp. 146-156, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1963 b) *Il Paleocene degli Aurunci orientali*. « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4°, 30, pp. 394-398, 1 tav., Napoli.
- D'ARGENIO B. (1963 c), *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano*. « Mem. Soc. geol. it. », 4 (1963), pp. 53, 10 figg., 8 tavv., Bologna.

- D'ARGENIO B. (1963 d), *Linee isopiche e strutturali cretacicche persistenti nell'Appennino campano*. « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4°, 30, pp. 367-393, 10 figg., Napoli.
- D'ARGENIO B. (1966 a), *Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale*. « Boll. Soc. Natur. », 75, pp. , Napoli.
- D'ARGENIO B. (1966 b), *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale*. « Mem. Soc. geol. it. », 5 (1966), pp. 279-299, 1 fig., 1 tav., Pisa.
- D'ARGENIO B. (1967 a), *Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro*. « Atti Acc. Sc. fis. e mat. di Napoli », s. 3°, 6, pp. .
- D'ARGENIO B. (1967 b), *Considerazioni sul ruolo della piattaforma carbonatica nell'area della geosinclinale appenninica durante il Mesozoico*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 76, pp. 5, 1 tav., Napoli.
- D'ARGENIO B. (1970 a), *Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterraneo Europeo ed Americano*. « Atti Acc. Pontaniana », n. s., 20, pp. 34, 10 figg., 8 tabb., 1 tav., Napoli.
- D'ARGENIO B. (1970 b), *Central and southern Italy cretaceous bauxites stratigraphy and paleogeography*. « Hungarian Geol. Inst. », Conference on Bauxite Geology, pp. 17, 1 fig., 2 tavv., Budapest, September 1969.
- D'ARGENIO B. e PESCATORE T. (1963 a), *Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo del Monte Maggiore (Caserta)*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 71 (1962), pp. 55-60, 1 tav., Napoli.
- D'ARGENIO B. e PESCATORE T. (1963 b), *La tettonica del gruppo del Monte Maggiore*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 72 (1963), pp. 3-12, 2 figg., 1 tav., Napoli.
- D'ARGENIO B. e SCANDONE P. (1970), *Jurassic facies pattern in the Southern Apennines (Campania-Lucania)*. « Hungarian Geol. Inst.: Colloquium on the Mediterranean Jurassic », pp. 27, 2 tavv., Budapest, September 1969.
- D'ARGENIO B. e VALLARIO A. (1967), *Sedimentazione ritmica nell'Infralias dell'Italia meridionale*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 76, pp. 3-7, Napoli.
- DE CASTRO P. (1962), *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 71, pp. 1-34, 5 figg., 19 tavv., Napoli.
- DE CASTRO P. (1965), *Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretaceo della Campania. Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifatà*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 74 (1965), pp. 317-372, 9 figg., 22 tavv., Napoli.
- DE CASTRO P. (1966), *Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano-cenomaniane della Campania*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 75 (1966), pp. 59, 22 figg., 17 tavv., Napoli.
- DEECKE W. (1893), *Zur Geologie von Unteritalien. 4 Das System des M. Maggiore bei Pignataro in Campanien*. « N. Jahrb. f. Min. etc. », 1, pp. 51-74, 1 tav., Stuttgart.
- DE FIORE O. (1937), *Bibliografia paleontologica dell'Italia meridionale (Campania, Lucania, Calabria)*. « Pubbl. Ist. Geo-paleont. Univer. », n. 2, op. in 4°, pp. 34, Catania.
- DE LORENZO G. (1904), *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. Vol. in 16°, pp. 241, 70 figg., Laterza, Bari.

- DE LORENZO G. (1937), *Geologia dell'Italia meridionale*. Nuova ed. a cura di G. D'Etasmo, vol. in 8°, pp. 326, 143 figg., Editr. Politecnica, Napoli.
- D'ERASMO G. (1931), *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 43, pp. 15-143.
- D'ERASMO G. (1923), *Su di un preteso centro eruttivo nella pianura campana ad ovest di Aversa*. « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 3°, 29, pp. 28-35, 1 fig., 1 tav., Napoli.
- D'ERASMO G. e BENASSAI SGADARI M. L. (1958), *Campania*. CNR, « Bibliografia Geologica d'Italia », vol. 3°, pp. 553, Napoli.
- DE NUCCIO E. (1894), *Sull'acqua solfurea ferruginosa di Riardo e le sue applicazioni terapeutiche*. Opusc. in 8°, Aversa.
- DE NUCCIO E. (1901), *Riardo e le sue acque minerali*. Opusc. in 16°, Caserta.
- DI GIROLAMO P. (1968), *Petrografia dei tufi campani: il processo di pipernizzazione (tufo-tufo pipernoide-piperno)*. « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », ser. 4°, 35, Napoli.
- DI GIROLAMO P. (1970), *Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella « Ignimbrite Campana » (« Tufo grigio campano » Auct.)*. « Rend. Soc. It. Miner. e Petrol. », 26, pp. 1-45, 16 figg., 9 tabb., Pavia.
- ESCHENA T. (1950-51 a), *Per l'irrigazione delle terre argillose nel Basso Volturno. Effetti delle condizioni di umidità sulla struttura del suolo e sui risultati delle analisi fisico-meccaniche*. « Ann. Fac. Agraria Univ. », s. 3°, 19, pp. 66-78, Portici.
- ESCHENA T. (1950-51 b), *Studi sul suolo nelle terre del Basso Volturno (Secondo contributo)*. « Ann. Fac. Agraria Univ. », s. 3°, 19, pp. 139-147, Portici.
- FALINI F. (1956), *Determinazione del gradiente regionale di gravità nell'area delle pianure del Garigliano e del basso Volturno (Campania)*. « La ricerca scientifica », 26, n. 4, pp. 1134-1149, 3 figg., Roma.
- FANCELLI R., GHELARDONI R., PAVAN G. (1966), *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale*. « Mem. Soc. Geol. It. », 5, 1, pp. 67-90, 8 figg., Pisa.
- FERRERO L. O. (1879 a), *Esposizione regionale di Caserta. Le terre della prov. di Terra di Lavoro. Profili sopra la costituzione del suolo della Provincia. Attenenze della geologia collo studio del suolo agrario*. Opusc. in 8°, pp. 77, Caserta.
- FERRERO L. O. (1879 b), *Esposizione regionale di Caserta. Contribuzioni allo studio del materiale litologico della Provincia*. 2 vol. in 8°, pp. 296, Caserta.
- FRANCO P. (1885), *Di alcuni fossili che occorrono nel calcare giurese di Visciano (provincia di Caserta)*. « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 1°, 24, pp. 30-34, Napoli.
- IETTO A. (1964), *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei monti di Caserta*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 72 (1963), pp. 97-107, 6 tavv., Napoli.
- ISTITUTO DI MINERALOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI NAPOLI (1968), *La Pianura campana e il suo tufo*. « XXV Congr. Soc. It. Miner. e Petrol. », opusc. in 8°, pp. 24, 9 figg., Napoli.
- MANFREDINI M. (1963), *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*. « Boll. Serv. Geol. d'It. », 84, pp. 1-27, 3 tavv., Roma.
- MONTAGNA C. (1864), *La generazione della Terra metodicamente esposta, ecc.* Vol. in 8°, pp. 479, 50 tavv., Negro, Torino.

- MAGGIORE L. (1934-1941), *Distretto minerario di Napoli. Ricerche. Miniere; acque minerali; officine; cave.* «Relaz. Serv. miner. e statistica ind. estratt.», a XLIII-XL??, nn. 58-6?, 1934-194?, Roma.
- MAGGIORE L. (1936), *Notizie sui materiali vulcanici della Campania utilizzati nelle costruzioni.* «Rel. Serv. miner. e statistiche ind. estr.», a XLV, n. 60, pp. 392-428, 4 figg., 12 tavv., 1 carta, Roma.
- NOVI G. (1853), *Le arene del Volturno ed i terreni donde derivano.* «Ann. Civ. Regno Due Sic.», 57, fasc. 93, pp. 59-73, Napoli.
- NOVI G. (1885), *Delle acque minerali dei monti Palombara e Tifata.* «Atti Acc. Pontaniana», 16, pp. 221-228, 1 tav., Napoli.
- OGLIAROLO A., FORTE O., CABELLA A. (1895), *Analisi chimica completa qualitativa e quantitativa dell'acqua detta delle Caldarelle presso Riardo.* «Rend. Acc. Sc. fis. e mat.», s. 3°, 1, pp. 15-30, Napoli.
- OGNIBEN L. (1957), *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta).* «Boll. Soc. geol. it.», 75 (1956), n. 3, pp. 169-179, 3 figg., Roma.
- OGNIBEN L. (1958), *Stratigrafia e microfauna del Terziario della zona di Caiazzo (Caserta).* «Riv. Ital. Paleont. e Stratigr.», 64, n. 2, pp. 89-142, 6 tabb., 3 diagr.; n. 3, pp. 199-270, VIII-XV tavv., Milano.
- OGNIBEN (1968), *Melobesie basso-elveziane di Caiazzo (Caserta).* «Paleont. Ital.», n. s., 23, pp. 49-73, XXIII-XXVIII tavv., Pisa.
- OLIVERI DEL CASTILLO A. (1966), *Considerazioni gravimetriche sul bacino eruttivo e sedimentario campano (anomalie residue di ordine n - 1).* «Ann. Oss. Vesuviano», vol. VIII, s. VI.
- OGNIBEN L. (1969), *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano.* «Mem. Soc. Geol. It.», VIII, fasc. 4°, pp. 453-763, 183 ff., 1 carta geol., 1 tav., Pisa.
- OPPENHEIM P. (1890), *Ueber die Jura-fauna von Visciano bei Nola in Campanien.* «Neues Jahrb. f. Miner. etc.», 1, pp. 95-97, Stuttgart.
- PENTA F. (1933), *Calcari e tufi dell'ex-provincia di Caserta.* «Lo scultore e il marmo», a. XXX, n. 47, p. 2, Milano.
- PENTA F. (1934), *Calcari dell'ex-provincia di Caserta.* «Lo scultore e il marmo», a. XXXI, n. 15, p. 2, Milano.
- PENTA F. (1935), *I materiali da costruzioni dell'Italia meridionale.* «Fondaz. Polit. Mezzog. d'It.», voll. 2 in 8°, pp. III+V+672, Napoli.
- PENTA F. (1936), *Marmi, graniti e pietre della Campania.* «Marmi, pietre e graniti», a. XIV, n. 6, pp. 11-30, Carrara.
- PENTA F. (1937), *Studio delle risorse naturali dell'Italia meridionale.* «Atti Fondaz. Polit. Mezzog. d'It.», 1, pp. 211-219, Napoli.
- PENTA F. (1938), *Sguardo minerario sull'Italia meridionale.* «L'Ind. miner. d'It. e d'Oltremare», a. XII, f. 6°, pp. 211-218, 1 tav., 1 carta geo-miner. al 500.000, Roma.
- PENTA F. (1960), *Risultati di sondaggi nelle pianure del Volturno e del Garigliano.* «Boll. Soc. Geol. It.», 69, pp. 3-11, 3 figg., 2 tabb., Roma.
- PENTA F. e IPPOLITO F. (1937), *La pietra di Bellona.* «Marmi Pietre Graniti», a. XV, n. 2, pp. 3-20, 8 figg., 4 tabb., Carrara.
- PESCATORE A. (1970 a), *Caratteri granulometrici e morfoscopici delle sabbie dei litorali sud tirrenici. I. Le sabbie della Pineta grande di Mondragone.* «Geologia applicata e Idrogeologia», vol. V, pp. 25, 13 figg., 2 tabb., Bari.
- PESCATORE T. (1970 b), *Considerazioni sulla sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano.* «Atti Acc. Pontaniana», n. s., 20, pp. 17, 2 tavv., Napoli.
- PESCATORE T. e VALLARIO A. (1963), *La serie mesozoica nel gruppo del Monte Maggiore.* «Men. Soc. geol. it.», 4, pp. 11, 5 tavv., Bologna.
- PESCATORE T. e VALLARO A. (1964), *Impronte di fondo nelle dolomie di Profeti (Caserta).* «Boll. Soc. Natur. in Napoli», 72 (1963), pp. 228-236, 3 figg., 2 tavv., Napoli.
- PESCATORE T., SGROSSO I. e TORRE M. (1970), *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano.* «Mem. Soc. Natur. in Napoli, suppl. al Boll. 78», (1969), pp. 337-408, 53 figg., Napoli.
- PETROSINI G. (1948-49), *Studi sul suolo nelle terre del Basso Volturno.* «Ann. Facoltà Agr.», s. 3°, 17, pp. 71-121, 5 tavv., Portici.
- PIERI M. (1966), *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale.* «Geol. Romana», 5, pp. 407-424, 3 figg., Roma.
- PILLA N. (1795), *Saggio litologico dei vulcani estinti di Rocca Monfina, di Sessa e di Teano.* Opusc. in 16°, pp. XIII+74, Orsino, Napoli.
- PILLA L. (1833), *Osservazioni geognostiche sulla parte settentrionale e meridionale della Campania.* «Ann. Civ. Regno Due Sicilie», 3, fasc. 6°, pp. 117-147, Napoli.
- PILLA L. (1834), *Osservazioni geognostiche che possono fare lungo la strada da Napoli a Vienna attraversando lo Stato romano, ecc.* Opusc. in 8°, pp. 92, Napoli.
- PILLA L. (1844), *Sull'età del calcare secondario nell'Appennino napoletano.* «Atti V Riun. Scienz. it.» (Lucca, 1843), p. 242, Lucca.
- RUGGIERO P. (1930), *Falde ariesiane di Napoli e dintorni.* «Atti XI Congr. geogr. ital.», 2, pp. 75-81, 2 tavv., Napoli.
- RUGGIERO P. (1933), *Condizioni idriche del sottosuolo nelle zone malariche del basso Volturno e del Sele.* «L'Acqua», s. 2°, a. XI, pp. 197-199, 1 fig., Milano.
- RUGGIERO P. (1942), *Le sorgenti italiane. Elenco e descrizione.* «Min. LL.PP., Serv. idrogr.: Pubbl. n. 14», 7. Campania. Vol. in 8°, pp. 745, 27 figg., 2 tavv.
- SARTONI S. e COLALONGO M. L. (1964), *Sul Cretaceo dei dintorni di Caiazzo (Caserta).* «Mem. Soc. geol. it.», 4, pp. 32, 1 fig., 4 tavv., Bologna.
- SARTONI S. e CRESCENTI U. (1959), *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) nel Lias dell'Appennino meridionale.* «Giorn. di Geol.», s. 2°, 27 (1956-1957), pp. 115-139, 3 tavv., 2 figg., Bologna.
- SARTONI S. e CRESCENTI U. (1962), *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale.* «Giorn. di Geologia», s. 2°, 29 (1960-1961), pp. 161-388, 1 tab., XI-LII tavv., Bologna.
- SCACCHI A. (1887), *La regione vulcanica fluorifera della Campania.* «Atti Acc. Sc. fis. e mat.», s. 2°, 2, n. 2, pp. 1-48, 3 tavv., 1 carta geol. al 250.000, Napoli.
- SCARSELLA F. (1961), *Sulla presenza del Lias nell'isola di Capri.* «Rend. Acc. Sc. fis. e mat.», s. 4°, 28, pp. 391-394, Napoli.

- SCHERILLO A. (1965), *Latino e vulcanologia « Apud agrum Calenum flamma eructata »*. « Atti Acc. Pontaniana », n. s., 14, pp. - , Napoli.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., VALLANTE G. (1965), *Forme crateriche tra Mondragone e Vairano (Caserta)*. « Period. Miner. », a. 34, Roma.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., STANZIONE D. (1966), *Guida alle « forme crateriche » della Campania settentrionale*. « Atti Acc. Pontaniana », n. s., 15 (1965), Napoli.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., STANZIONE D. (1968), *Precisazioni sulle « forme crateriche » dell'Agro Falerno*. « Atti Acc. Pontaniana », n. s., 17, pp. 20, 1 fig., 7 tavv., Napoli.
- SGROSSO I. (1962), *Calcarei a Cladocoropsis: orizzonte guida del Malm nell'Appennino meridionale*. « Rend. Acc. Sc. fis. e mat. », s. 4°, 29, pp. 4, 1 tav., Napoli.
- SGROSSO I. (1964), *Il Paleocene nella zona di Pietravairano (Caserta), con alcune considerazioni sulla tettonica cretacea*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 72 (1963), pp. 65-69, 2 tavv., Napoli.
- SELLI R. (1957), *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. « Giorn. di Geol. », s. 2°, 26 (1954-55), pp. 1-54, 2 tabb., 9 tavv., Bologna.
- SELLI R. (1962), *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. « Mem. Soc. geol. it. », 3, pp. 737-789, 1 fig., 1 tav., Pavia.
- TENORE G. (1867), *Carta geologica della provincia di Terra di Lavoro (1:280.000)*. 1 foglio, 1 tav. di sezioni, Caserta.
- TENORE G. (1872), *Saggio sulla industria mineraria e sulla costituzione geologica della Terra di Lavoro, con la carta geologica della provincia*. « La scienza e Parte dell'ing. arch. », a. II, n. 1, pp. 39, 1 carta geol. a 1:280.000, Napoli.
- TENORE M. (1833), *Ragguagli di alcune peregrinazioni effettuate in diversi luoghi della provincia di Napoli e di Terra di Lavoro nella primavera e nell'estate del 1832*. « Il Progr. delle Sc., lett. e arti », 4, pp. 177-195; 5, pp. 41-68; 6, pp. 187-211 Napoli.
- TRIBALTO G. e AMADEI G. (1958), *Studio gravimetrico di dettaglio eseguito nella zona del Medio Volturno*. « Boll. Serv. Geol. d'It. », 79 (1957), fasc. 1-2, pp. 497-512. 1 tabb., 2 tavv., Roma.
- VALLARIO A. (1963), *Osservazioni geologiche sul gruppo del Monte Massico (Caserta)*. « Mem. Soc. Geol. It. », 4, pp. 6, Bologna.
- VALLARIO A. (1964 a), *Un motivo tettonico nei Monti di Ciorlano (Matese occidentale)*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 73, pp. 63-65, 1 tav., Napoli.
- VALLARIO A. (1964 b), *Osservazioni su alcuni affioramenti miocenici nel Casertano*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 73, pp. 176-185, 6 figg., Napoli.
- VALLARIO A. (1966), *Geologia del Monte Massico (Caserta)*. « Boll. Soc. Natur. in Napoli », 75, pp. 41-76, 8 figg., 12 tavv., Napoli.

APPENDICE

VULCANO DI ROCCAMONFINA

INTRODUZIONE	Pag. 69
CENNI STORICI	» 70
SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	» 73
EVOLUZIONE MAGMATICA	» 74
MORFOLOGIA	» 75
ETÀ RELATIVA ED ASSOLUTA	» 76
STRATIGRAFIA	» 78
GEOLOGIA APPLICATA	» 108
MATERIALI DA COSTRUZIONE	» 108
Lave	» 108
Tufo giallo	» 109
Tufo grigio o ignimbrite	» 110
Pozzolane	» 111
Lapilli, scorie e pomici	» 112

RISORSE MINERARIE	Pag. 112
<i>Leucite</i>	» 112
IDROGEOLOGIA	» 113
<i>Sorgenti minerali e termominerali - Emanazioni gassose</i>	» 116
BIBLIOGRAFIA	» 119

VULCANO DI ROCCAMONFINA¹

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 Kmq, 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 ignimbratica del

¹ L'apparato vulcanico di Roccamonfina è stato descritto da C. BERGOMI e V. MANGANELLI in: Note illustrative del Foglio 171 « Gaeta » (C. BERGOMI, V. CATENACCI, G. CESTARI, M. MANFREDINI, V. MANGANELLI, 1969).

Data l'ampiezza dell'area che l'edificio vulcanico occupa nel Foglio 172 « Caserta », si è ritenuto opportuno, d'accordo con il Comitato Geologico, riportare la sua descrizione anche nella presente nota.

Questa appendice è quindi semplicemente la ristampa del lavoro suddetto, che rispecchia lo stato delle conoscenze su tale vulcano alla data di rilevamento dei fogli geologici.

« 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, mentre 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: N. 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 L. PILLA (1841) ritengono invece che esso provenga nella sua to-

talità 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 trachandesiti, 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, attri-

buiti 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 pomici 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 trachiandesiti e basalti plagioclasici 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 e WEIBEL (1962) che, utilizzando nuove analisi, distinguono tre serie di rocce in base al diverso grado di silicizzazione, elaborando uno schema dell'evolu-

zione 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 e 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 e RAPOLLA (1966); EVERNDEN e 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 limitata 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 leucite, 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 e 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-orogena della parte occidentale della catena appenninica, provengano da differenziazione per « filtrazione » di un magma di anatessi: cioè da una concentrazione progressiva di alcuni ioni, dotati di maggiore mobilità, nelle parti superficiali del magma. Questo magma, di composizione compresa tra latitico-femica e trachitico-femica, forse anche leggermente sottosaturo,¹ ha in seguito subito delle differenziazioni gravitative dando, al limite, delle trachiti chiare da un lato e delle trachandesiti 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 complessa di un magma di anatessi e fanno parte dello stadio tardo-orogena, 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 Somma,² che secondo calcoli approssimativi rag-

¹ 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 nelle rocce della Toscana.

² Per brevità, con questo nome viene indicato l'apparato del vulcano-strato tefritico leucitico.

giungeva 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 Kmq).

Da Taverna S. Antonio al P.te ai Grottoni (Foglio 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 conii 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 conii di scorie di Colle Friello e M. Tuororame a N, Terracorpò, 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. Brecciuole (a SW di M. La Frascara) ad W ed i domi 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 della Roccamonfina, e successivamente le colate ignimbritiche 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, Foglio 172); non si osservano rapporti diretti con l'affioramento pliocenico più vicino, situato presso S. Ambrogio sul Garigliano (Foglio 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 ignimbriti al glaciale Würm, anche perché, dopo la loro messa in posto, si è avuta solo la fase di alluvionamento e terrazzamento olocenico.

Nella parte basale della conoide del Rio Rava, sovrapposta all'ignimbrite (a SE di Mignano Montelungo, Foglio 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 ignimbritica.

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 (Foglio 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 e 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 e 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 ignimbrite (« tufo grigio campano »).³

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 occidentale e meridionale 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.

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 (Foglio 171), quelli a N di Mass. Robetti (strada Roccamonfina-Sipicciano) ed al P.te ai Grottoni (Foglio 172) ed infine il piccolo cratere tra Fosso Pisciareello e Mass. Volpara (Foglio 171).

³ E' 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.

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 (Foglio 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 (Fogli 171-172), di S. Maria a Valogno (Foglio 171), della strada Ponte-Roccamonfina (Fogli 171-172) e di Preta (Foglio 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 (Foglio 172), a Ponte (Foglio 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 (Foglio 171) o Conca della Campania (Fogli 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 plagioclasii 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 analcime.

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 (Foglio 171) e a P.te ai Grottoni, sulla sponda sinistra del Rio della Selva (Foglio 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 (Foglio 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 (Foglio 172) e a S di S. Martino (Foglio 171); infine la presenza di olivina conferisce alla lava carattere basanitico come a NE di San Carlo o nei dintorni di Fatt. Vallemarina (Foglio 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 (Foglio 171) e a Tora (Foglio 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 (Foglio 172), mentre le cupole di M. Ofelio (Foglio 171), M. Casi e M. Canneto (Foglio 172) sono decisamente eccentriche.

Le fonoliti sono state emesse in vari momenti del primo periodo dell'attività vulcanica; infatti alcuni domi affiorano al di sotto delle colate tefritiche, mentre altri sono ad esse sovrapposti.⁴

Al primo gruppo appartiene il domocumolo di Colle Alto (Foglio 172) lungo la strada Roccamonfina-Spicciano, chiaramente sottostante alle colate

⁴ Nessun elemento è emerso a favore dell'ipotesi di MODERNI (1887) secondo la quale le cupole possono essere di intrusione posteriore alle tefriti leucitiche.

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 (Foglio 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 (Foglio 171), la colata di Tora, lungo la strada ad E di Conca della Campania (Foglio 161), ed il domo di M. Casi (Foglio 172) che, presso la sorgente Iamonte, ha termometamorfosato i tufi tefritici sottostanti.

Non è stato possibile determinare con sicurezza la posizione stratigrafica dei domi di M. Tuoropiccolo, Capitolo e M. Ulici (Foglio 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 (Foglio 171) 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 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 cipollata 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. Tuoropiccolo, M. Casi (Foglio 172) ed al M. di Fatt. Vallemarina (Foglio 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 (Foglio 171), M. Casi, M. Tuoropiccolo e Colle Alto (Foglio 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 (Foglio 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 (Foglio 172). I femici possono presentarsi in concentrazioni melanocrate, come a M. Castello (Foglio 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 (Foglio 161) e di M. Castello (Foglio 171), compaiono anche granuli di leucite, generalmente analcimizzata, mentre in altri casi, per es. a Capitolo e M. Ulici (Foglio 172) i fenocristalli di sanidino possono scomparire.

Al microscopio la fonolite presenta generalmente struttura porfirica olcristallina 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).⁵

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 (Foglio 160) e la centrale elettrica (Mass. Mancino) (Foglio 171), in 3 o 4 colate sovrapposte dello spessore medio di una diecina di metri, intercalate nelle tufiti basali (It), su una 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.

In alcuni casi, come per esempio al Mulino del Fosso Pisciarellò (Foglio 160), a valle del ponte della strada Galluccio-Garigliano, la roc-

⁵ Nelle sigle di queste lave, gli indici 1 e 2 indicano rispettivamente vulcaniti precedenti o posteriori alla più intensa attività effusiva tefritico leucitica.

cia, 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 ($\beta 1^2$) 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) (Foglio 172), di I Zelloni e di Mass. Starnali-Mass. Creta Rossa (Foglio 171).

In località Taverna S. Felice (Foglio 161), circa in corrispondenza del km 164 della S.S. 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 (Foglio 171), sovrastante alle basaniti inferiori ($\beta 1^1$).

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 (Foglio 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.

Leucitite (βle).

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

Un affioramento di leucitite, completamente separato dal centro vul- canico morfologico e quindi non correlabile con le altre lave del Rocca- monfina, si trova presso Presenzano (Foglio 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 rapportate tra loro, ma comunque preponderanti)

comprende anche fenocristalli di biotite parzialmente riassorbiti, accom- pagnati, nella pasta di fondo, da labradorite con 45-60% di An.

Leucitite olivinica (βlo).

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 leu- citica, tramite tufiti arrossate della formazione (t), come si può vedere sul- la sinistra del Savone delle Ferriere, al ponte degli Svizzeri (Foglio 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 (Foglio 171), S. Maria di Mortola e lungo il tor- rente Cocuruzzo (Foglio 160), la formazione, sovrapposta ad arenarie, argille e marne del Miocene medio (M^{3-2}), ha uno spessore di poche decine di metri, mentre lungo la valle del Garigliano, dove si presenta alternata a potenti colate di basanite leucitica (βl^1), raggiunge complessi- vamente 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, generalmene biancastri, grigi e cerulei, dello spes- sore massimo di 40-50 cm, con rare intercalazioni a granulometria più grossolana prevalentemente di pomice chiare, talora a stratificazione in- crociata, e di materiale piroclastico lapideo, rimaneggiato, in giacitura len- ticolare.

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 tuffiti limose a diatomee e di un livello torboso, denunciano una sedimentazione avvenuta, 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).*⁶

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 piroclastiti 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 dei prodotti emessi 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 in-

⁶ (c) ed (sc) sono stati cartografati separatamente nei Fogli 161 e 171, mentre, per esigenze tipografiche, non è stato possibile fare altrettanto nel Foglio 172.

sieme 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 troncoconica, con depressione crateriforme centrale e con orlo craterico per lo più debolmente ellittico e spesso più o meno slabbrato.

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

Molto interessante, per la sua posizione periferica ed indipendente rispetto a tutta l'area vulcanica, è il conetto di scorie di Sesto Campano (Foglio 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 conetti 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 (sc).

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 (Fogli 161-172), Orchi-M. Luparelli, Marzano Appio, M. Aùto-Colle Lupara-Forcella, S. Giuliano (Foglio 172) e Fontanaradina-Corigliano (Foglio 171).

Lapilli e ceneri si trovano generalmente sovrastanti ai conetti 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. E' 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 pomiette 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 (Fogli 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 (Fogli 161-172), in relazione all'attività esplosiva delle manifestazioni eccentriche, e sui versanti meridionale ed occidentale (Fogli 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 (Foglio 172) dell'edificio vulcanico (per es. a Pugliano), alle cineriti e paleosuoliti sono regolarmente intercalati banchi di pomice biancastre o grigie dello spessore di 0,5-1 m, di deposito primario o di trasporto acque.⁷

IV) Sul versante sud occidentale del Roccamonfina (Foglio 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 (Fogli 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

⁷ 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).

di deposito secondario, nei Fogli 161 e 171 questa facies viene contrassegnata con la sigla (t¹), alla quale si rimanda.

Nel Foglio 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 (t), dal quale è stato tenuto distinto per la natura petrografica e per la posizione stratigrafica ben definite.

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

Colate piroclastiche: (tt¹) del Foglio 171, (tt) dei Fogli 160-172, (p) e (tt²) dei Fogli 161-171, (tt³) del Foglio 161.⁸

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,

⁸ Sui Fogli 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 Fogli 160, 172 sono stati compresi anche i termini distinti come (p), (tt¹) e (tt²) nei Fogli 161, 171.

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 cosparsa di piccole pomici. In genere, sono tutte costituite da miscele caotiche di ceneri, fanghi ed inclusi lavici e pomice; 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 Foglio 171; tt del Foglio 172).

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

- 2) Colate fredde (p dei Fogli 161-171; tt p. p. dei Fogli 160-172) e più o meno calde (tt² p. p. dei Fogli 161-171; tt p. p. dei Fogli 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 al loro colamento.

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 Spicciano (Fogli 160-171).

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

Si rinvencono particolarmente lungo la periferia dell'apparato, soprattutto nelle zone di Piccilli (Foglio 161), Teano-Croce di Casale-Corbara (Foglio 172) e Lauro-Rongolisi-Aulpi (Foglio 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 rinvencono, alternate alle precedenti, specialmente sulla strada Sessa Aurunca-Rongolisi (Foglio 171), tra M. Torecastiello e Croce di Casale, nei dintorni di Magnano-Campagnola-Ameglio e al Bosco degli Zingari (Foglio 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 Foglio 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 rinvencono a Pepuni, Torello (strada Tavola-Campagnola), Poza, S. Paolo e M. Torecastiello (Foglio 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 Foglio 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 (Foglio 161), dove la roccia presenta anche una tipica frattura colonnare.

A monte della strada per S. Clemente (Foglio 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 cineritico 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 sovrizzato ocreo e con un livello di ceneri argillificate grigio avana, in cui sono presenti zonature irregolarmente arricciate limonitico-ferruginose.

Centri periferici di emissione

- 1) Presenzano (F° 161)
 2) Taverna S. Felice (F° 161)

Coni di scorie

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

Crateri d'esplosione

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

Dicchi — Filoni

- 46) Colle Alto (F° 172)

Domi

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

Fratture radiali

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

Fratture di sprofondamento concentrico

- 71) Vezzara (F° 172)
 72) M. la Frascara (F° 172)

TOPONIMI DEL ROCCAMONFINA *

- Alboreto, Mass. (F° 161) **12**
 Alto, Colle (F° 172) **21**
 Ameglio (F° 172) **27**
 Annone, P.te (F° 172) **138**
 Atano, M. (F° 172) **82**
 Aulpi (F° 171) **84**
 Aurunci, P.te degli (F° 171) **137**
 Aùto, M. (F° 172) **106**
 Avezzano (F° 171) **142**

 Borgonuovo, Chiesa di (F° 172) **100**
 Brecciuole, M. (F° 171) **69**

 Caianello (F° 172) **75**
 Calena, F.te (F° 172) **147**
 Campagnola (F° 172) **61**
 Campozillone (F° 161) **4**
 Canale (F° 171) **64**
 Cani, Mass. dei (F° 172) **123**
 Canneto, M. (F° 172) **130**
 Capitolo (F° 172) **81**
 Cappelle (F° 172) **128**
 Caruso, M. (F° 172) **36**
 Casafredda (F° 172) **107**
 Casale (F° 172) **139**
 Casarinoli (F° 172) **114**
 Cascano (F° 172) **133**
 Casi, M. (F° 172) **117**
 Castello, M. (F° 171) **65**
 Cave (F° 161) **10**
 Cellole (F° 171) **144**
 Cerchiara (= Molare) (F° 172) **47**
 Cerchiara, F.na (F° 172) **48**
 Cescheto (F° 171) **55**
 Cese (F° 172) **91**
 Corbara (F° 172) **126**
 Corigliano (F° 171) **76**
 Corteromana (F° 172) **127**
 Cortinelle (= M. La Frascara) (F° 171) **56**

 Creta Rossa, Mass. (F° 171) **20**
 Croce di Casale (F° 172) **145**

 Falciano (F° 171) **149**
 Fasani (F° 171) **121**
 Feoli, Mass. (F° 172) **104**
 Filorsi (F° 172) **92**
 Fontanafredda (F° 172) **77**
 Fontanaradina (F° 171) **86**
 Fontanelle (F° 172) **129**
 Forcella (F° 172) **120**
 Francolise (F° 172) **148**
 Frascara, M. la (F° 171) **56**
 Friello, Colle (F° 161) **9**
 Furnolo (F° 172) **97**

 Garofali (F° 172) **80**
 Gaudisciano (F° 172) **62**
 Gloriani (F° 172) **98**
 Grottoni, P.te ai (F° 172) **89**
 Gusti (F° 172) **123**

 Iamonte, Sorg.te (F° 172) **118**

 Lattani, M. (F° 172) **58**
 Lauro (F° 171) **102**
 Li Paoli (F° 171) **85**
 Lucno, M. (F° 172) **99**
 Lupara, Colle (F° 172) **116**
 Luparelli, M. (F° 172) **39**

 Magnano (F° 172) **74**
 Maierano (F° 172) **51**
 Mancino, Mass. (F° 171) **32**
 Marzano Appio (F° 172) **60**
 Marzuli (F° 171) **125**
 Molare (F° 172) **57**
 Montanaro (F° 172) **146**
 Ofelio, M. (F° 171) **122**

(*) 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).

Orchi (F° 172) 40
Orsa (F° 172) 96

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

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

S. Antonio, M. (F° 172) 38
S. Antonio, Taverna (F° 172) 49
S. Antuono (F° 161) 3
S. Castrese (F° 171) 101
S. Clemente (F° 161) 14
S. Croce, M. (F° 172) 72
S. Domenico (F° 172) 78
S. Felice, Taverna (F° 161) 6
S. Giuliano (F° 172) 140
S. Giuseppe (F° 171) 111
S. Leuterio (F° 172) 41
S. Lorenzo (F° 172) 92 a
S. Lucia (F° 172) 63
S. Maria (F° 172) 135
S. Maria, M. (F° 172) 59
S. Maria a Valogno (F° 171) 66
S. Maria di Mortola (F° 160) 13
S. Martino (F° 171) 70
S. Martino, Sorg.te (F° 172) 119
S. Paolo (F° 172) 134
S. Paride, Sorg.te (F° 172) 131
S. Venditto (F° 171) 110

Santuccio e Sonola, Sorg.ti (F° 172) 141
Sassi (F° 172) 113
Sbarramento idroelettrico (F° 171) 45
Scappucci, Mass. (F° 172) 120
Selva, Rio della (F° 171) 125
Sesto Campano (F° 161) 1
Sferracavallo, M. (F° 172) 88
Sipicciano (F° 171) 31
Starnali, Mass. (F° 171) 30
Svizzeri, P.te degli (F° 172) 109

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

Ulici, M. (F° 172) 23

Vaglie (F° 161) 8
Vaglie (F° 171) 28
Vairano, lago di (F° 161) 7
Vairano Scalo (F° 172) 44
Valleamati (F° 172) 79
Valle Grande, F.so di (F° 171) 132
Vallemarina, Fatt. (F° 171) 34
Vallemarina, M. di Fatt. (F° 171) 46
Valogno (F° 172) 115
Ventaroli (F° 172) 143
Vetrina, F.so (F° 171) 54
Vezzara (F° 172) 22
Viapiana, F.so (F° 161) 18
Vigne (F° 171) 67
Volpara, Mass. (F° 171) 29

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

Gli affioramenti più estesi ed uniformi si rinvennero nei dintorni di Corbara, di Furnolo-Casale-Gloriani (Foglio 172) e di Sessa Aurunca (Foglio 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 piana di Roccamonfina, costituiscono il tipico doppio domo latitico⁹ 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 rinsaccamento tra le diverse estrusioni che compongono il domo.

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

⁹ Sulla natura e denominazione petrografica di questa lava gli autori sono piuttosto discordi. A partire da L. PILLA 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-vulsinita) e poi biotite-latite e PANICHI (trachiandesite), si arriva ad AREVALO C., BURRI e WEIBEL ed a GIANNETTI che la considerano rispettivamente una biotite-augite-latite (vulsinita) ed una latite biotitica.

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 (Foglio 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 (Foglio 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 una ampia aureola di magnetite.

Trachibasalto e basalto olivinicco (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 (Foglio 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 inquadrata nella II fase. Queste effusioni vengono perciò collegate con l'attività basaltica centrale solamente in virtù della loro natura petrografica.

La lava delle Molare¹⁰ (Foglio 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 grigie 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-ipocristallina, 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 calderica a N di Mass. Robetti (Foglio 172), giace sulla tefrite leucitica della I fase tramite un livello discontinuo di materiale scoriaceo, marcato da un'aureola 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 olivinicco.

La grande colata eccentrica di M. Caruso (Foglio 172), presso Sipiciano (Foglio 171), che si estende verso NW fino oltre la strada provin-

¹⁰ 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.

ziale Galluccio-F. Garigliano (Fogli 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 (Foglio 161), di M. Atano, di Mass. Feoli (Foglio 172) e di M. Brecciuole (Foglio 171).¹¹

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-piroseno monocino-olivina.

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.

¹¹ 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 e WEIBEL, 1962).

Essa acquista particolare importanza ed estensione areale nel settore settentrionale del vulcano (Foglio 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 pomice, sempre di dimensioni inferiori al cm.

Interessanti per i rapporti con i prodotti dei centri circostanti sud-detti, 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 (Fogli 171-172) si è depositata una monotona 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, dall'alto in basso, 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.
- 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 alle 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 alternanze 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, comunque non cartografabili, si rinven- gono a S di Colle Alto (Foglio 172), nella valletta tra Tora ed il F.so Viapiana (Foglio 161), lungo la carrareccia a S di Fatt. Vallemarina e nel F.so Vetrina (Foglio 171); un piccolissimo lembo residuo si può vedere anche ad W di M. Tuoropiccolo (Foglio 172).

Ignimbrite trachiofonolitica (i).

Dopo un lungo periodo di quiete, seguito alle ultime manifestazio- ni basaltiche del Roccamonfina, la zona è nuovamente interessata da fe- nomeni effusivi che determinano la messa in posto di una ignimbrite tra- chiofonolitica (« tufo grigio campano » Auct.).

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

Nonostante l'uniformità regionale delle principali caratteristiche lito- logiche, 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. Mas- sico, 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 situa- te al margine settentrionale della bassa valle del F. Volturno.

In altre parole, solo una piccola parte dei depositi ignimbrici 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 pomicette 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 pomicette gialle vengono sostituite da piccole scorie nere appiattite. Nel Savone delle Ferriere, tra Tuoro e Furnolo, e al ponte Arnone, a SE di Cascano (Foglio 172) si rinvengono 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 ocre 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 ignimbricitica. 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, an-

desina 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 ignimbricitica si presenta cosparsa in modo irregolare di scorie e pomici 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 (Foglio 160), nei pressi di Falciano-Mondragone e nel Rio Camerelle, presso Avezzano (Foglio 171); le « carie » ad andamento subverticale, irregolare, dovute alla fuga dei vapori, come a P.te Rava (Foglio 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 (Foglio 171); la struttura colonnare, dovuta alla contrazione della massa ignimbricitica a causa del raffreddamento e della perdita di grandi quantità di vapori, ben visibile nel Savone delle Ferriere (Foglio 172) o lungo il Garigliano (Foglio 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 paleovali esistenti sui fianchi dell'edificio vulcanico all'atto della sua messa in posto. L'erosione attuale mette in luce un grande 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 (Foglio 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 (Foglio 172), sulla formazione lacustre intracalderica (tf).

GEOLOGIA APPLICATA

MATERIALI DA COSTRUZIONE

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 (Foglio 172) (da cui deriva il nome della località: Molarà 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 (Fogli 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 ne altererebbero l'omogeneità, il colore uniforme di diverse tonalità di giallo.

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

Il tufo di Piantoli (Foglio 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 (Foglio 172), di Mignano e dei Torazzi, a SE di S. Clemente (Fogli 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

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 delle colate, 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/cm^2) 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 di 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	DI GIROLAMO	1968
Piedimonte di Casolla (Caserta)	180,0	»	1968
Capua	14,0	PENTA	1935
Tora-Piccilli (500 m dalla ferrovia) . . .	47,0	»	1935
Blocco del ponte romano sul Volturno, a			
Capua	48,0	»	1935
Camigliano (Fraz. Pantuliano)	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.

Le pozzolane sono composte da una matrice vetrosa, talora zeolitizzata, a struttura porosa, con frammenti sparsi di cristalli di feldspati, biotite, pirosseni 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 (Foglio 171), Corbara, Croce di Casale, Teano e S. Lucia (Foglio 172), Piccilli, Cave e Vaglie (Foglio 161), cioè lungo una fascia quasi continua posta alla periferia dell'edificio vulcanico.

Nella zona di Mondragone (Foglio 171), Carinola, Sparanise, Calvi, Pignataro e Capua (Foglio 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 usati per calcestruzzo leggero, nei « battuti » delle volte, dei lastricati, dei gradini e specialmente delle aie e dei terrazzi di copertura delle abitazioni di campagna.

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.

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

Una cava di pomici, ad elementi di dimensioni fino a 30 cm di diametro, è stata aperta in località Cardito, lungo la strada Torano-Roccamonfina (Foglio 172), in un livello intercalato nei depositi lacustri intracalderici.

RISORSE MINERARIE

Leucite

L'utilizzazione della leucite come materia prima per l'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 alluminio,

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 antieconomica. A Fontanaradina, a N di Sessa Aurunca, sulla strada Sessa-Galluccio (Foglio 171), 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.

IDROGEOLOGIA

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 giacitureali 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 al 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 dei versanti 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 di 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 al 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, tamponato 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 m s.l.m. Inoltre la curva di livello 600, praticamente chiusa, circoscrive un'area (M. S. Croce e M. Lattani) di circa 5 kmq 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, scavata 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, Sonola 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.

Sorgenti minerali e termominerali - Emanazioni gassose

Nell'area dell'apparato vulcanico del Roccamonfina sgorgano una sorgente termominerale (Calena), due sorgenti minerali fredde (Riardo e Acquaferrata) e varie emanazioni di idrogeno solforato e di anidride carbonica.

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 »
Litio	Li	0,0002 »
Calcio	Ca	0,3016 »
Magnesio	Mg	0,0243 »
Cloro	Cl	0,0177 »
Fluoro	F	0,0007 »
Solforico	SO	0,0080 »
Idrocarbonico	HCO ₃	1,1429 »
Silice	SiO ₂	0,0620 »
Anidride carbonica		1039,38 cm ³ /litro
Ossigeno		1,96 »
Gas inerti		6,40 »

Sorgente Acquaferrata — Questa sorgente, ubicata nel Savone delle Ferriere, a NNW di Teano, è stata molto rinomata nell'antichità. L'acqua sgorga al contatto tra ignimbrite (i) e tefrite leucitica (βt), in quantità imprecisata ma comunque modesta.

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.

BIBLIOGRAFIA

- ABICH H. (1841), *Geologische Beobachtungen über die vulkanischen Erscheinungen und Bildungen in Unter — und Mittel — Italien. Ueber die Natur und des Zusammenhang der vulkanischen Bildungen* (con Atlante). Druck u. Papier von Friedrich Vieweg u. Sohn. Braunschweig.
- ABICH H. (1841), *Ueber Erhebungskratere und den Volcan von Roccamonfina*. Berlin.
- AIELLO R. (1962), *Studi petrografici sul settore meridionale del vulcano di Roccamonfina*. « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 4, 24, Napoli.
- AIELLO R. (1963 a), *Sulla zeolitizzazione della pozzolana grigia di Roccamonfina (Caserta)*. « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 4, 30, Napoli.
- AIELLO R. (1963 b), *Uranio nelle vulcaniti quaternarie del settore meridionale del vulcano di Roccamonfina*. « Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 4, 30, Napoli.
- AREVALO CARRETERO P., BURRI C., WEIBEL M. (1962), *Zur Petrochemie des Roccamonfina-Vulkans (Prov. Caserta, Italien)*. « Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. », (42) (1), Zürich.
- BRANGACCIO 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*. Stamp. A. Brazzini, Firenze.
- BUCCA L. (1886), *Il monte di Roccamonfina, studio petrografico*. « Boll. R. Com. Geol. d'It. », 17 (7-8), 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 postophiolithischen Eruptivgesteine*. Kommissionsverlag von Guggenbühl & Huber, Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.
- GIVETTA 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 Campania*. « 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.
- DEVOTO G. (1965), *Lacustrine Pleistocene in the lower Liri valley (Southern Latium)*. « Geologica Romana », 4, Roma.
- 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 baüyinitica 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 Volcanos*. F. Furchheim ed., Napoli.
- KRANZ W. (1912), *Wulkanismus 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., MITTEMPERGHIER 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.
- MADDALENA L. (1933 a), *Studi geoidrologici nel gruppo vulcanico di Roccamonfina*. « Boll. Soc. Geol. It. », 52, Roma.
- MADDALENA L. (1933 b), *Studio geoidrologico delle sorgenti Santuccia 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, 1932, 5, Pavia.
- MADDALENA L. (1941), *Una interessante ricerca d'acqua alle falde del vulcano spento di Roccamonfina*. « La Tecnica Professionale », 9.
- 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.
- PENTA F. (1935), *I materiali da costruzione dell'Italia meridionale*. « Fondaz. Polit. Mezzog. d'It. », Napoli, 2 voll.
- 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 mineraux recueillis au Vesuve et à la Roccamonfina*. « Compt. Rend. Acc. 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 (voim) 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. (1938), *Origine e differenziazione del magma ischitano*. « Schweiz. Min. Petr. Mitt. », 28, Zürich.

- RITTMANN A. (1962), *Sur les ignimbrites en Italie*. « Arch. des Sc. Soc. de Physique », 14 (3), Genève
- RITTMANN A. (1963), *Les Volcans et leur activité*. Masson & C. Ed. (Trad. dalla 2^a 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 conchiologiche ricavate da una lettera del D.^o 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 fuoriferà 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 fuoriferi 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 fuoriferà della Campania*. « Rend. R. Acc. Sc. Fis. e Mat. », ser. 2, 2 (45), Napoli.
- SCACCHI A. (1890), *La regione vulcanica fuoriferà della Campania* (2^a 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), *Precisazioni sulle « Forme crateriche » dell'Agro Falerno*. « Atti Acc. Pontaniana », nuova serie, 17, Napoli.
- SEIFERT H. (1941), *Ueber 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).

Distribuzione e vendita:

LIBRERIA DELLO STATO - PIAZZA VERDI, 10 - 00198 ROMA (ITALIA)