



SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)



NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

Foglio 417 TEANO

A cura di:

V. Morra¹ (coord.), **A. Ascione**¹, **P. Petrosino**¹, **S. Vitale**¹

Con i contributi di:

S. Ciarcia² (stratigrafia); **F. Barattolo**¹, **V. Di Donato**¹, **S. Morabito**³ (biostratigrafia);

E. Valente¹ (geomorfologia e geologia del Quaternario);

L. Fedele¹ (petrologia dell'igneo); **M. D'Antonio**¹ (geochimica isotopica);

P. De Vita¹ (geologia applicata), **V. Allocca**¹ (idrogeologia);

A. Langella¹, **F. Güll**¹ (mineralogia).

1 - Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università degli Studi di Napoli Federico II;

2 - Dipartimento di Scienze e Tecnologie dell'Università degli Studi del Sannio;

3 - INGV-Osservatorio Vesuviano Napoli.

Enti realizzatori:



Giunta Regionale della Campania
Direzione Generale Governo del Territorio
UOS SIT/Iter



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II

Alla data dell'elaborato definitivo (2026)

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

P. Giuidace

Responsabile del Progetto CARG - ISPRA: **M. Lettieri**

Responsabile della Convenzione - ISPRA: **L. Vita**

Responsabile della Convenzione per la Regione Campania:

L. Monti (fino a dicembre 2021), **A. De Matteis** (dal 2022 a dicembre 2025),

F. Moretta (da gennaio 2026)

Responsabile della Convenzione per l'Università degli Studi di Napoli

Federico II: **V. Morra**

PER IL DIPARTIMENTO PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Coordinamento del Progetto e revisione scientifica: **L. Vita**

Revisione per aspetti specifici: **A. Cipriani** (substrato sedimentario)

Consulenti per aspetti specifici: **C. Muraro** (stratigrafia),

F. Papasodaro (geologia del Quaternario)

Revisione dell'informatizzazione dei dati: **R. Carta**, **A. Fiorentino** (ASC)

Revisione cartografico-editoriale: **T. Schvarcz**

Supporto amministrativo: **S. Macchia**, **L. Di Lullo**

PER LA REGIONE CAMPANIA

Coordinamento del Progetto: **L. Monti** (fino a dicembre 2021),

A. De Matteis (dal 2022 a dicembre 2025), **F. Moretta** (da gennaio 2026)

Supporto amministrativo: **F. Rodriguez** (fino ad aprile 2023),

C. Di Nardo (da maggio 2023)

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II

Coordinamento scientifico e del Progetto: **V. Morra**

Supporto amministrativo: **A. Salomone**

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- PREMessa	7
2.	- ORGANIGRAMMA	9
II.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	11
III	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	17
1.	- CARATTERI DEL PAESAGGIO E CENNI SULL'EVOLUZIONE DEL RILIEVO	17
2.	- I <i>SINKHOLE</i> DEL FOGLIO TEANO.	22
IV	- STUDI PRECEDENTI	25
V	- STRATIGRAFIA	35
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO	35
2.	- UNITÀ TETTONICA DEL MONTE MAGGIORE- MONTE CESIMA-MONTI DEL MATESE	41
2.1.	- PREMessa	41
2.2.	- DOLOMIA SUPERIORE (DBS)	42
2.3.	- CALCARI A PALAEODASYCLADUS (CPL)	42
2.4.	- CALCARI OOLITICI ED ONCOLITICI (CDO)	44
2.5.	- CALCARI CON CLADOCOROPSIS E CLYPEINA (CCM)	44
2.6.	- CALCARI CON REQUIENIE E GASTEROPODI (CRQ)	48
2.6.1.	- <i>membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate</i> (CRQ₁)	50
2.6.2.	- <i>livello bauxitico</i> (bx)	52
2.6.3.	- <i>membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie lamine</i> (CRQ₄)	54
2.7.	- CALCARI A RADIIOLITIDI (RD)	54
2.8.	- CALCARI BIO-LITOCLASTICI CON RUDISTE (CBI)	56
2.9.	- FORMAZIONE DI TRENTINARA (TRN)	58
2.10.	- CALCARENITI CON ALVEOLINIDI E NUMMULITIDI (AEN)	59
2.11.	- FORMAZIONE DI CUSANO (CUS)	60
2.12.	- FORMAZIONE DI MONTE CRIVARI (RIV)	61
2.13.	- FORMAZIONE DI LONGANO (LNG)	61
3.	- UNITÀ SINOROGENE DEL NEOGENE	62
3.1.	- ARENARIE DI CAIAZZO (AIZ)	62
3.2.	- GRUPPO DI ALTAVILLA (AL)	65
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI COMPLETAMENTE FORMATI	66

4.1.	- PREMESSA	66
4.2.	- SINTEMA DI AILANO (AIL).....	69
4.3.	- LITOSOMA DI PRESENZANO (RSZ).....	77
4.4.	- LITOSOMA DI MONTE CANNETO (NCT)	79
4.5.	- SINTEMA DI ALIFE (AFE).....	80
4.6.	- GRUPPO DI TEANO (GE).....	91
4.7.	- LITOSOMA DI TERRACORPO (LCP).....	93
4.8.	- LITOSOMA DI MONTE LUCNO (SUO)	94
4.9.	- LITOSOMA DI TAVERNA SAN FELICE (DTF)	96
4.10.	- LITOSOMA DI MONTE CASI (LCI).....	97
4.11.	- FORMAZIONE DI CAMPAGNOLA (GNL).....	98
4.12.	- LITOSOMA DI ULICI (SUL).....	100
4.13.	- GRUPPO DI LAURO (WT).....	101
4.13.1.	- <i>formazione di Cupa</i> (FPU).....	102
4.13.2.	- <i>formazione di Galluccio</i> (GLU).....	103
4.14.	- LITOSOMA DI MONTE ATANO (ENO).....	105
4.15.	- LITOSOMA DI COLLE LUPARA (EUP).....	105
4.16.	- FORMAZIONE DI COLLE FRIELLO (LLR)	107
4.17.	- FORMAZIONE DI CONCA DELLA CAMPANIA (NCP)	108
4.18.	- LITOSOMA DI MASSERIA DEI CANI (SEM)	110
4.19.	- LITOSOMA DI MASSERIA SCAPPUCCI (UPI).....	111
4.20.	- LITOSOMA DI MONTE AUTO (AUT).....	111
4.21.	- FORMAZIONE DI SAN GIULIANO DI TEANO (GUT).....	112
4.22.	- FORMAZIONE DI GAROFALI (FGF)	114
4.23.	- LITOSOMA DI MONTE SANTA MARIA (RMI).....	115
4.24.	- FORMAZIONE DI VALLAMATI (VLI).....	116
4.25.	- TRAVERTINI DI MONTANARI (TNM)	117
4.26.	- SINTEMA DI PIEDIMONTE MATESE (DMT)	118
4.26.1.	- <i>subsintema di Riardo</i> (DMT₁).....	122
4.27.	- TUFO GRIGIO CAMPANO (TGC)	122
5.	- DEPOSITI CONTINENTALI IN CORSO DI FORMAZIONE	125
5.1.	- COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b₂)	125
5.2.	- DEPOSITO COLLUVIALE (b₇).....	125
5.3.	- DEPOSITO DI VERSANTE (a).....	126
5.4.	- DEPOSITO DI FRANA (a₁).....	126
5.5.	- DEPOSITO TORRENTIZIO (i).....	126
5.6.	- DEPOSITO ALLUVIONALE (b).....	127
5.7.	- DEPOSITO ANTROPICO (h).....	128
VI	- TETTONICA	129

VII	- SISMICITÀ.....»	139
VIII	- CONTRIBUTO ALLA DEFINIZIONE DELLA STORIA ERUTTIVA DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA»	145
IX	- PETROLOGIA DEI PRODOTTI VULCANICI.....»	153
1.	- PETROGRAFIA E CLASSIFICAZIONE DEI CAMPIONI DI ROCCIA»	154
2.	- ANALISI SEM-EDS DEI VETRI ESTRATTI DALLA FRAZIONE JUVENILE DEI DEPOSITI PIROCLASTICI»	160
3.	- SISTEMATICA ISOTOPICA Sr-Nd.»	161
4.	- PRODOTTI DI ALTERAZIONE SECONDARIA»	169
X	- GEOLOGIA APPLICATA E IDROGEOLOGIA.....»	175
1.	- FRANOSITÀ.....»	175
1.1.	- LE UNITÀ GEOLOGICO-TECNICHE.....»	176
1.2.	- MORFOEVOLUZIONE DEI VERSANTI E FENOMENI FRANOSI»	178
2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE»	184
3.	- FENOMENI ALLUVIONALI»	186
4.	- IDROGEOLOGIA.....»	190
4.1.	- UNITÀ CARBONATICHE.....»	190
4.1.1.	- <i>Monte Cesima</i>»	190
4.1.2.	- <i>Monti del Matese</i>»	192
4.1.3.	- <i>Monte Maggiore</i>»	193
4.2.	- UNITÀ VULCANICHE»	194
4.2.1.	- <i>Vulcano di Roccamonfina</i>»	194
4.3.	- BACINO IDROMINERALE FERRARELLE.....»	197
4.4.	- UNITÀ ALLUVIONALI»	199
4.4.1.	- <i>Piana di Riardo-Presenzano</i>»	199
4.4.2.	- <i>Medio corso del fiume Volturno</i>»	200
	ABSTRACT.....»	203
	LEGEND»	209
	APPENDICE»	229
	BIBLIOGRAFIA.....»	235

I - INTRODUZIONE

(a cura di A. Ascione, V. Morra, P. Petrosino & S. Vitale)

1. - PREMESSA

Il Servizio Geologico d'Italia, che attualmente è un dipartimento dell'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale), ha tra i suoi compiti quello di curare la cartografia geologica d'Italia, che a partire dalla fine del XIX secolo ha visto la redazione di un ricco numero di prodotti cartografici. Esso, infatti, dal 1960 è l'Organo Cartografico dello Stato (L. 68/1960). Il più recente programma di cartografia geologica a scala nazionale è il programma CARG (CARTografia Geologica) per la realizzazione di fogli geologici in scala 1:50.000. Esso è coordinato dal Servizio Geologico d'Italia in qualità di organo cartografico dello Stato ed è svolto in collaborazione con le Regioni e le Province autonome, con il CNR e le Università.

In questo ambito, a seguito di nuovi finanziamenti statali ex LL. 169/2019 e 178/2020, nell'agosto del 2021 è stata stipulata la convenzione tra l'ISPRA, la Regione Campania e il Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università degli Studi di Napoli Federico II (DiSTAR), avente come oggetto: "la realizzazione, secondo gli standard CARG, della cartografia geologica del Foglio geologico alla scala 1:50.000 n. 417 "Teano", della relativa banca dati e dell'allestimento cartografico-editoriale del foglio ufficiale e dei file di stampa finali". Responsabile e coordinatrice del Progetto per ISPRA è la dott.

ssa Letizia Vita, per la Regione Campania la responsabile e coordinatrice di Progetto designata era la dott.ssa Lucilla Monti, poi sostituita per quiescenza prima dal dott. Antonio De Matteis e poi dalla dott.ssa Filomena Moretta. Responsabile e Coordinatore scientifico per il DiSTAR è il prof. Vincenzo Morra.

L'area del Foglio n. 417 "Teano" della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:50.000, ricade per la maggior parte nella Provincia di Caserta, e lambisce la provincia di Isernia.

Il territorio del Foglio (Fig. 1) è dominato da aspri rilievi carbonatici (Monte Maggiore, Monti del Matese, Monte Cesima e Dorsale di Pietravairano) mentre nel settore occidentale sono diffusi quasi esclusivamente terreni vulcanici e vulcanoclastici del vulcano di Roccamonfina. Ai margini di quest'ultimo e tra i rilievi carbonatici sono presenti le ampie pianure di Presenzano, Riardo e Alife. Queste sono dissecate in grado variabile dalla rete idrografica, che include il tracciato del Fiume Volturno il quale, provenendo da N, si dirige verso E attraverso la piana di Alife. Il limite SO del Foglio lambisce il margine settentrionale del bacino della Piana Campana.

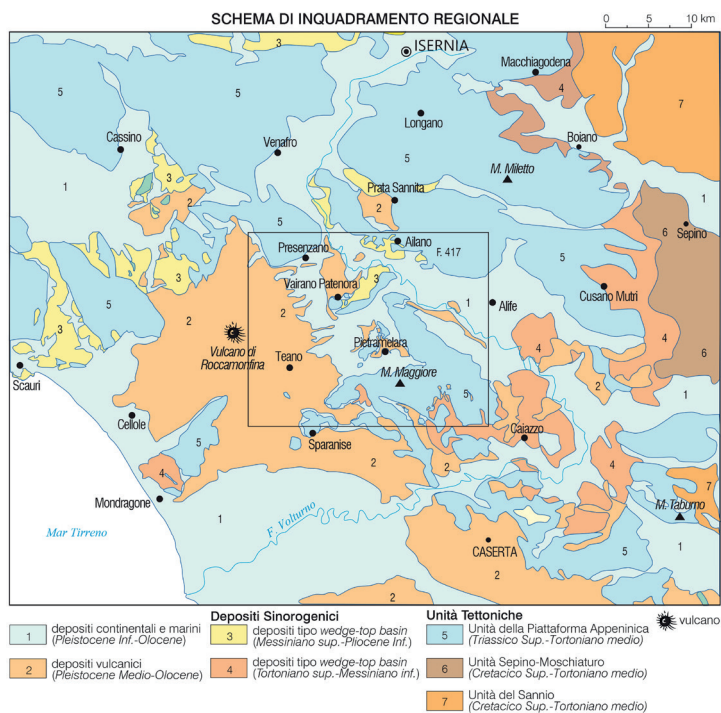


Fig. 1 - Schema di inquadramento geologico regionale del Foglio n. 417 "Teano".

2. - ORGANIGRAMMA

La complessità geologica del Foglio n. 417 “Teano” a cui si è brevemente fatto cenno in premessa, ha richiesto l’impegno di competenze multidisciplinari e, pertanto, ha visto la partecipazione di numerosi docenti e ricercatori dell’Università di Napoli Federico II, facenti capo al DiSTAR.

Il coordinamento scientifico del Foglio è stato affidato al prof. Vincenzo Morra, che si è occupato anche di individuare le competenze scientifiche necessarie per la realizzazione del Foglio e costituire a questo scopo un gruppo di ricercatori esperti. L’attività è stata principalmente focalizzata su tre tematismi diversi, ognuno coordinato da un diverso docente dell’Università degli Studi di Napoli Federico II (UniNa). I prof.ri Stefano Vitale, Paola Petrosino e Alessandra Ascione hanno svolto il ruolo di coordinamento per il rilevamento, rispettivamente, del substrato sedimentario meso-cenozoico, del vulcanico e dei depositi sedimentari di età quaternaria.

Il rilevamento del substrato sedimentario meso-cenozoico ha visto impegnati in qualità di rilevatori i dott.ri Jacopo Natale, Andrea Randisi ed Ernesto Paolo Prinzi; quello del vulcanico i dott.ri Aurora Silleni, Jacopo Natale, Alex Scarani e Federica Güll. I depositi sedimentari di età quaternaria sono stati rilevati dai dott.ri Andrea Capalbo e Carlo Scirocco coadiuvati dal prof. Ettore Valente.

Numerosi sono stati gli aspetti specifici da affrontare durante la redazione del Foglio, così come gli spunti originali che sono emersi. Essi hanno richiesto la collaborazione e l’integrazione delle competenze di esperti di settore, prevalentemente facenti capo all’Università degli Studi di Napoli Federico II, ma provenienti anche da altri enti di ricerca.

La prof.ssa Alessandra Ascione (UniNa) ha curato gli aspetti inerenti la geologia del Quaternario e la geomorfologia, con il contributo del prof. Ettore Valente (UniNa); i prof.ri Sabatino Ciarcia (UniSannio) e Stefano Vitale (UniNa) quelli inerenti la stratigrafia e la sedimentologia, con il contributo del prof. Valentino Di Donato (UniNa) e della dott.ssa Simona Morabito (INGV) per la biostratigrafia del silico- e calci-clastico cenozoico, e del prof. Filippo Barattolo e della dott.ssa Giorgia Girardi per la biostratigrafia dei carbonati meso-cenozoici; il prof. Stefano Vitale si è anche occupato della parte inerente la tettonica. La prof.ssa Paola Petrosino (UniNa) si è occupata delle tematiche di geologia del vulcanico, il prof. Lorenzo Fedele (UniNa) di quelle relative alla petrologia dei prodotti vulcanici, il prof. Massimo D’Antonio (UniNa) della geochimica isotopica degli stessi e il prof. Alessio Langella (UniNa) ha curato gli aspetti di minerogenesi secondaria. Queste ultime tematiche, in particolare, hanno richiesto un forte impegno nelle fasi analitiche, che sono state effettuate presso i laboratori del DiSTAR dell’Università di Napoli Federico II. In particolare, oltre vari laboratori per preparazione campioni e sezioni sottili, sono stati utilizzati i laboratori di grandi apparecchia-

ture per Diffrazione a raggi X, SEM, XRF e Spettrometria di Massa (<https://www.distar.unina.it/it/laboratori-e-strumentazioni>).

Per le datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ci si è avvalsi della collaborazione del dott. Brian Jicha, dell'Università del Wisconsin; le datazioni U/Th su travertini sono state effettuate dal prof. Dennis Scholz della Università Johannes-Gutenberg di Mainz. Una significativa mole di dati di sottosuolo per l'area di Riardo è stata acquisita grazie alla convenzione di ricerca stipulata tra il DiSTAR e la FERRARELLE S.p.A. (resp. dott. Vittorio Paolucci). Gli aspetti inerenti alla sismicità dell'area sono stati curati dal prof. Ettore Valente (UniNa), quelli riguardanti la franosità e le attività estrattive dal prof. Pantaleone De Vita (UniNa), gli aspetti riguardanti i fenomeni alluvionali dalla prof.ssa Ascione, mentre per quelli di idrogeologia ha contribuito il prof. Vincenzo Allocca (UniNa). Infine, il prof. Ettore Valente (UniNa) ha coordinato le attività informatiche per la realizzazione della banca dati geologica e l'allestimento cartografico-editoriale del Foglio, in conformità con gli standard CARG e secondo le specifiche tecniche definite da ISPRA.

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(a cura di A. Ascione, P. Petrosino & S. Vitale)

Il Foglio n. 417 “Teano” comprende un’area dell’Appennino meridionale (Figg. 2, 3) caratterizzata da rilievi carbonatici meso-cenozoici intervallati da depressioni strutturali colmate da sedimenti pleistocenici, tra cui il *graben* del Garigliano, dove è posizionato il vulcano di Roccamonfina (Fig. 3).

Le unità meso-cenozoiche affioranti nel Foglio sono caratterizzate dalle successioni pre-orogeniche prevalentemente carbonatiche del dominio paleogeografico della Piattaforma Appenninica e dalle successioni sinorogeniche calcareo- e silico-clastiche ampiamente affioranti nella regione Campania (VITALE & CIARCIA, 2013; 2018). Le successioni pre-orogeniche carbonatiche del Triassico-Eocene sono rappresentate dai rilievi del Monte Cesima (settore NO del Foglio; Figg. 3, 4), dal versante sud-occidentale dei Monti del Matese (settore NE; Figg. 3, 4), dalla dorsale di Pietravairano (settore centrale del Foglio; Figg. 3, 4) e dal Monte Maggiore (parte centrale e settore meridionale; Figg. 3, 4). Le successioni mioceniche sin-orogeniche (SELLI, 1957) affiorano principalmente sulla dorsale del Monte Maggiore (presso gli abitati di Montanaro, Rocchetta e Croce, Formicola) e a Sant’Angelo d’Alife. I depositi discordanti del Miocene e del Pliocene Inferiore di tipo *wedge-top basin* affiorano estesamente lungo la dorsale di Pietravairano e nell’area di Ailano. La struttura tettonica generale di questo settore di catena è caratterizzata dalla sovrapposizione di diverse scaglie tettoniche ascrivibili a eventi fuori-sequenza che interessano anche i depositi di *wedge-top basin* mio-

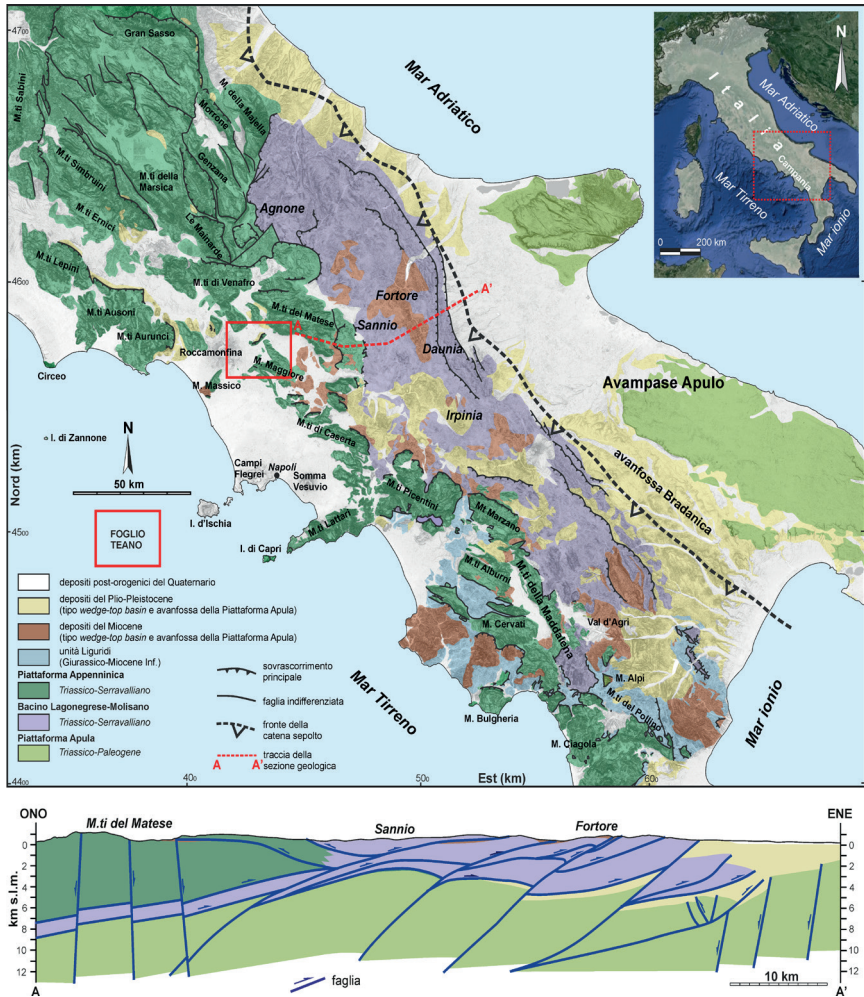


Fig. 2 - *Schema geologico dell'Appennino meridionale e sezione geologica (modificato da CIARCIA & VITALE, 2025).*

pliocenici (Fig. 5). Le unità della catena sono dissecate da faglie che, nel Quaternario, hanno individuato le depressioni strutturali occupate dalle piane di Presenzano, Riardo e Alife (Fig. 3). Di esse, quelle di Presenzano e Riardo costituiscono strutture minori del *graben* del Garigliano, chiuso verso NE dal vulcano di Roccamonfina. Nel sottosuolo delle piane, il substrato carbonatico è ribassato fino a quote più basse del livello del mare: nella piana di Riardo, la profondità del tetto del substrato pre-quaternario, stimabile in circa 200 m nella zona SO (GIORDANO

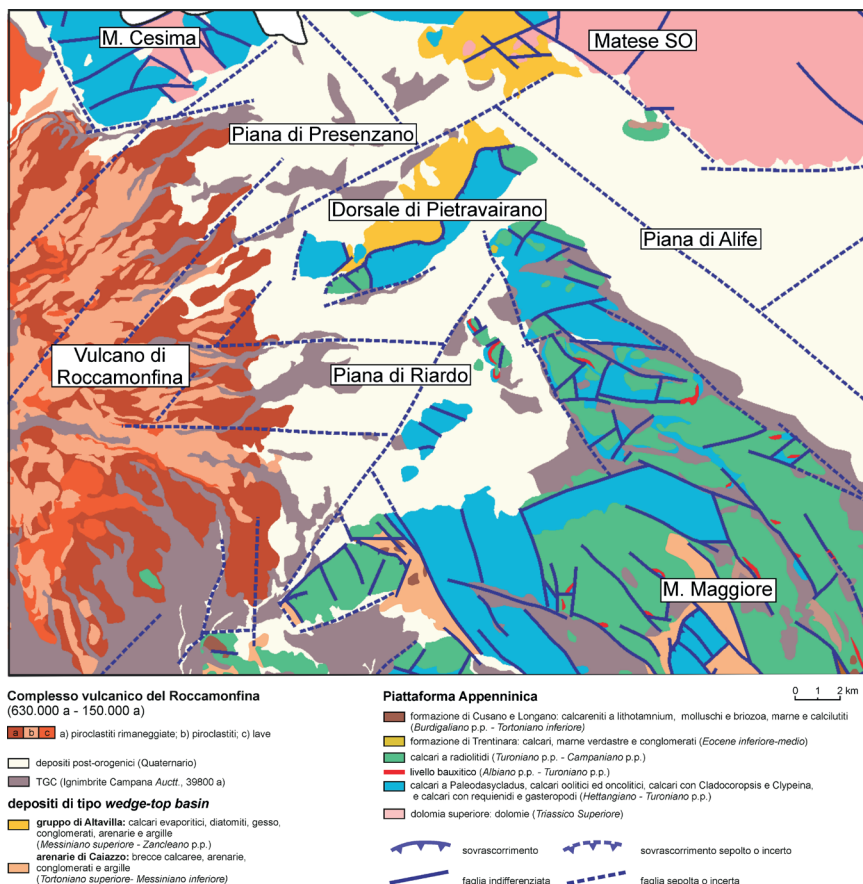


Fig. 3 - Schema geologico del Foglio 417 "Teano" (modificato da VITALE & CIARCIA, 2018).

et alii, 1995a,b; VIAROLI *et alii*, 2019a,b; SACCHI *et alii*, 2022), aumenta verso O nel sottosuolo del fianco orientale dell'apparato del vulcano di Roccamonfina, raggiungendo circa 300 m intorno a Teano, e si spinge a circa 900 m nella zona costiera del *graben* del Garigliano (IPPOLITO *et alii*, 1973; BRANCACCIO *et alii*, 1991, 1995). Nella piana di Presenzano, la profondità del tetto dei carbonati è di 90-100 m a breve distanza del versante del M. Cesima e aumenta verso SE (da dati in ACCORDI, 1975); nel settore centro-settentrionale del bacino di Alife raggiunge una profondità superiore a 600 m, ma non è noto lo spessore di depositi silicoclastici che ricoprono i carbonati nel sottosuolo (CORNIELLO & RUSSO, 1990). Nel corso del Pleistocene Medio, ma forse fino dal Pleistocene Inferiore, i bacini di Presenzano, Riardo e Alife hanno rappresentato il principale recapito

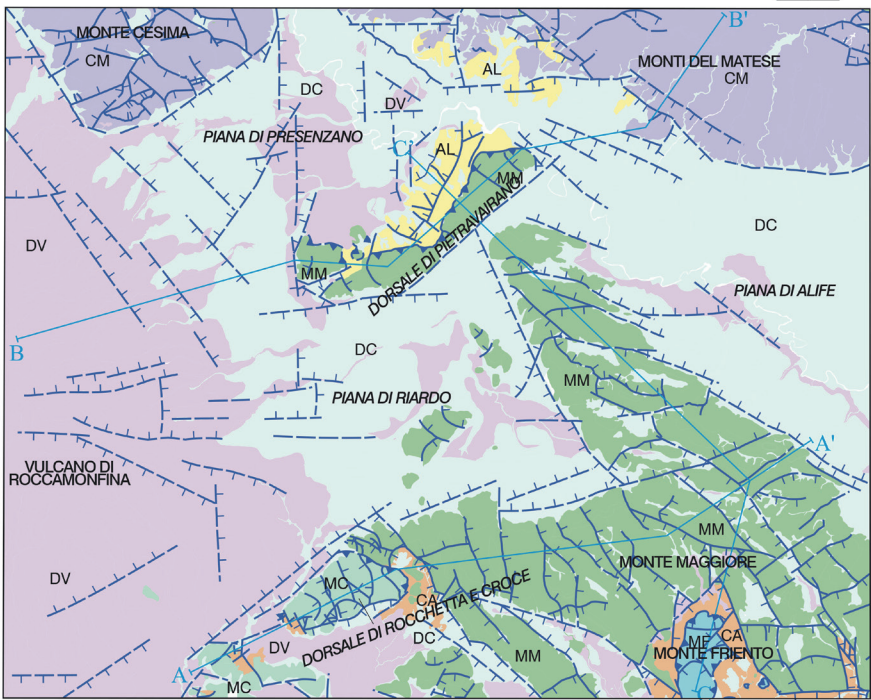


Fig. 4 - *Schema tettonico del Foglio 417 "Teano".*

della sedimentazione alluvionale per l'area ricompresa nel Foglio. Le successioni, che hanno spessori di almeno 200 m, sono costituite pressoché interamente da depositi fini, limoso-sabbiosi e argillosi, passanti in eteropia a depositi di conoide alluvionale, alimentati dai fronti montuosi. La parte stratigraficamente più bassa delle successioni è riferita, nel Foglio, al *sintema di Ailano* (cfr. Titolo V, § 4.2). I depositi del *sintema di Ailano* (**AIL**) sono sepolti nel sottosuolo dei bacini e affiorano, sollevati (ASCIONE *et alii*, 2018; VALENTE *et alii*, 2019a), nell'alto strutturale che si interpone tra i bacini di Presenzano e Alife (soglia di Ailano; cfr. Titolo III). La parte più alta dei riempimenti dei bacini (*sintema di Alife*; cfr. Titolo V, § 4.5) affiora in tutte le piane. I depositi del *sintema di Alife* (**AFE**) presentano frequen-

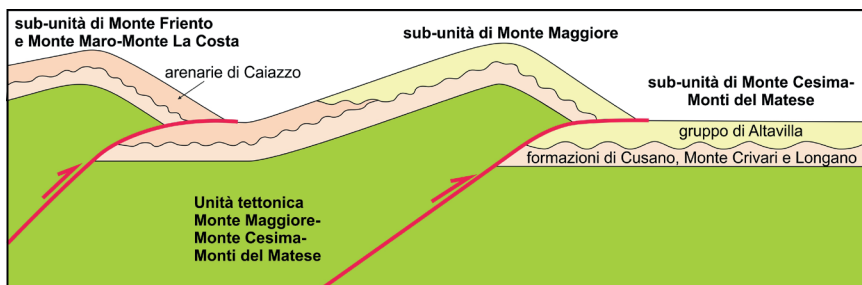


Fig. 5 - Rapporti geometrici e stratigrafici dell'Unità tettonica Monte Maggiore- Monte Cesima-Monti del Matese.

ti intercalazioni di depositi piroclastici primari e rimaneggiati e, in sottosuolo, passano in eteropia ai depositi del vulcano di Roccamonfina. Morfologicamente incastrati nelle superfici deposizionali del *sintema di Alife*, si rinvencono depositi alluvionali tardopleistocenico-olocenici (*sintema di Piedimonte Matese (DMT)*) e depositi alluvionali in corso di formazione; cfr. Titolo V, § 4.26).

Nella porzione occidentale del Foglio sono presenti i depositi del vulcano di Roccamonfina (Figg. 3, 4). L'attività di questo vulcano si è sviluppata nel Pleistocene Medio, a partire da circa 600 ka fino a 150 ka (ROUCHON *et alii*, 2008). Il vulcano presenta una depressione calderica nella sua parte sommitale, detta caldera principale, grossomodo ellittica, di 7x5 km con asse maggiore orientato NO-SE, il cui fondo si trova a 600 m di quota. La porzione settentrionale di questa caldera è tagliata da un'altra depressione, di superficie più ridotta, nota come caldera settentrionale (GIANNETTI, 2001; ROUCHON *et alii*, 2008). Varie fasi hanno caratterizzato l'attività del vulcano di Roccamonfina che, nel tempo, sono state divise in maniera differente nei lavori scientifici dei vari autori che se ne sono occupati. Molto spesso, la distinzione è stata fatta più su base petrografica che stratigrafica, alla luce della considerazione postulata da APPLETON (1972) che al vulcano di Roccamonfina i prodotti fortemente sottosaturi in silice (HKS) soggiacciono a quelli debolmente sottosaturi (KS). Una trattazione più dettagliata di questa letteratura è riportata nel Titolo III. La prima fase di attività è stata rappresentata dalla costruzione dello strato vulcano, che è avvenuta essenzialmente grazie alla messa in posto di colate di lava che si osservano bene nella sezione della parete interna della caldera sommitale, ricadente nell'adiacente Foglio n. 416 "Sessa Aurunca". Nel Foglio n. 417 "Teano", che copre il settore orientale e parte del settore meridionale del vulcano, le lave dell'attività antica sono osservabili solo sul fondo delle valli più incise. A quest'attività effusiva si è alternata una subordinata attività esplosiva a carattere sub-pliniano e pliniano, come dimostrano i livelli di tefra distali e ultradistali rimandanti a questo periodo di attività del vulcano (cfr. ad es., PELULLO *et alii*, 2024, *cum biblio*), ma i depositi di tali

eruzioni non sono stati reperiti nel Foglio “Teano”. In effetti, il vulcano appare molto poco disseccato per cui le sezioni affioranti per lo più espongono i depositi dell’attività più tarda di questo periodo, a partire da circa 420 ka (*gruppo di Teano - GE*). L’aspetto più caratteristico, nella porzione del vulcano di Roccamonfina ricadente nel Foglio “Teano”, è rappresentato da una serie di apparati eccentrici, che hanno avuto attività sia effusiva che esplosiva di intensità da bassa a intermedia, i cui prodotti si ritrovano intercalati a quelli piroclastici provenienti dal vulcano centrale. I centri non sono sempre morfologicamente identificabili, per cui alcune colate di lava eccentriche associate talora a scorie di lancio non sono attribuibili a un centro definito. La formazione della caldera principale risale a questo periodo di attività secondo GIANNETTI (2001). In particolare, ROUCHON *et alii* (2008) ne attribuiscono la formazione all’eruzione pliniana delle “pomice del Rio Rava”, che datano a ca. 440 ka. La fase successiva di attività, che è quella delle eruzioni ignimbritiche del “*brown leucitic tuff*” *Auctt.* (LUHR & GIANNETTI, 1987) e del “*white trachytic tuff*” *Auctt.* (GIANNETTI & LUHR, 1983; GIORDANO, 1998a,b) è molto ben rappresentata nel Foglio “Teano”. Ampiamente diffusi sono soprattutto i prodotti della *formazione di Galluccio (GLU)*, qui datata a 305 ka, che è, in ordine stratigrafico, l’ultima unità identificata da GIORDANO (1998a) tra quelle che compongono i “*white trachytic tuff*” (qui *gruppo di Lauro - WT*). L’ultima fase di attività comprende depositi di eruzioni esplosive diffusi nella parte occidentale (*formazione di Garofali - FGF*) e settentrionale (*formazione di Conca della Campania - NCP*, corrispondente allo “*yellow trachytic tuff*” di GIANNETTI, 1996) del Foglio “Teano” e, soprattutto, i prodotti di numerosi apparati eccentrici, privi di continuità laterale e costituenti edifici monogenici la cui morfologia è a volte ben conservata, a volte poco riconoscibile. I rapporti reciproci sono osservabili solo qualora i centri siano contigui e i loro prodotti sovrapposti. Nelle incisioni torrentizie dei fianchi del vulcano e all’interno della caldera principale sono mappati i prodotti dell’eruzione flegrea del *Tufo Grigio Campano (TGC)* (“Ignimbrite Campana” *Auctt.* - 39,8 ka in GIACCIO *et alii*, 2017).

III - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

(a cura di A. Ascione & E. Valente)

1. - CARATTERI DEL PAESAGGIO E CENNI SULL'EVOLUZIONE DEL RILIEVO

Il rilievo del territorio del Foglio "Teano" è articolato da dorsali e pianure. Le seconde corrispondono ai bacini estensionali quaternari di Alife e di Presenzano - Riardo (vedi Titolo II; Fig. 6); tra essi si ergono dorsali carbonatiche con elevazioni modeste e orientazioni intorno a NO-SE e NE-SO, rispettivamente (Figg. 6, 7).

Le principali assise montuose del Matese (di cui nel Foglio rientra solo l'imponente fronte meridionale) e del M. Maggiore, dominano le contigue pianure con rilievo locale superiore, rispettivamente, a 1000 m e circa 800 m (Fig. 8). Le propaggini orientali del vulcano di Roccamonfina delimitano, verso ovest, le piane di Presenzano e Riardo. Alla terminazione meridionale, il Foglio include parte delle dorsali che definiscono il margine settentrionale del grande e profondo bacino costiero della Piana Campana (Fig. 6), il cui substrato carbonatico è sepolto da oltre 3000 m di depositi quaternari (SANTANGELO *et alii*, 2017, *cum biblio*). La morfologia delle piane di Presenzano, Riardo e Alife è caratterizzata da superfici terrazzate sospese fino a 30-40 m sui livelli di base locali; esse sono impostate in depositi riferiti, nel Foglio, al *sintema di Alife* (AFE). Le fasce pedemontane che raccordano le superfici terrazzate con le scarpate di faglia in rocce carbonatiche

sono impostate in apparati di conoidi alluvionali incastrati (ad es., *bajada* del M. Maggiore al bordo della piana di Riardo) o sovrapposti, come nei casi delle conoidi del M. Cesima e dell'estesa *bajada* al fronte del Matese (VALENTE *et alii*, 2019a; Fig. 9).

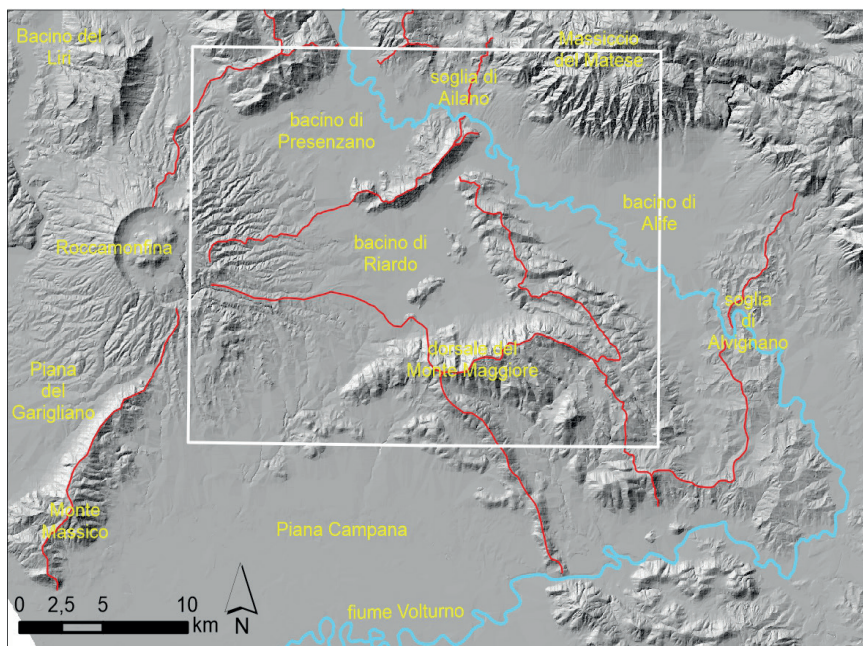


Fig. 6 - Modello digitale del terreno con ubicazione del Foglio n. 417 "Teano" (rettangolo bianco), con indicazione dei principali elementi del rilievo, del corso del F. Volturno (linea in azzurro) e degli spartiacque principali (tra i bacini idrografici del Volturno e Liri-Garigliano, quest'ultimo nello spigolo NO del Foglio) e secondari (linee in rosso).



Fig. 7 - Foto panoramica, dalla dorsale del Monte Maggiore, dei bacini di Riardo, Presenzano e Alife. Sono evidenti i versanti carbonatici che limitano e separano i tre bacini.

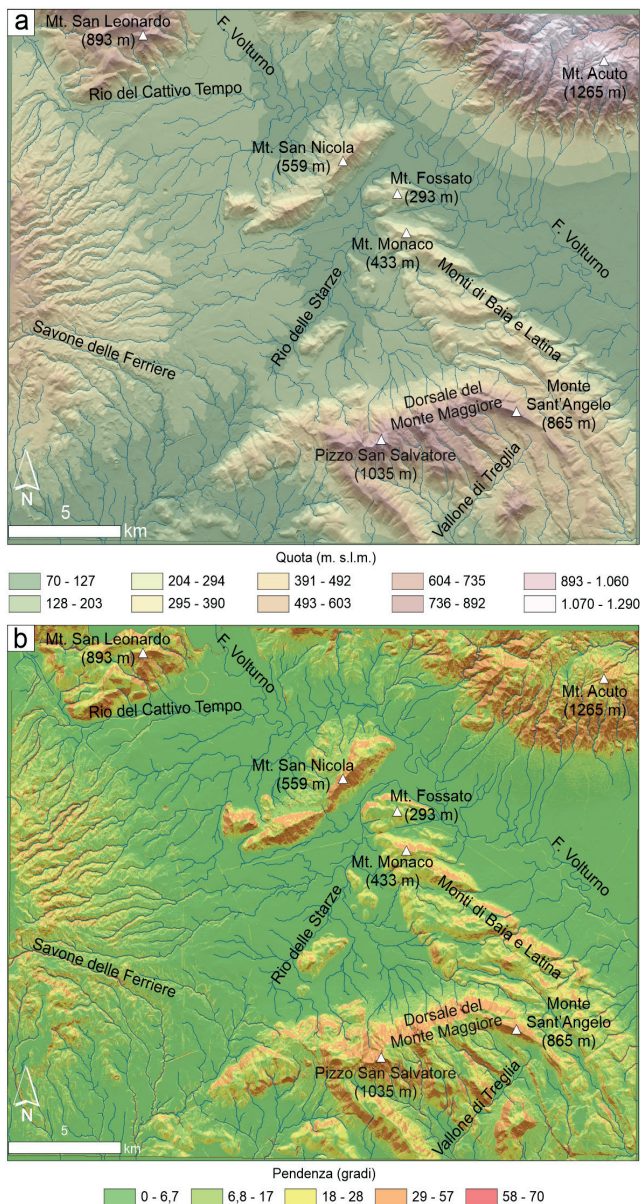


Fig. 8 - Carta altimetrica (a) e carta delle pendenze (b), con sovrapposizione del reticolo idrografico, dell'area del Foglio. Le carte sono state derivate in ambiente GIS a partire da un modello digitale del terreno (DTM) con risoluzione orizzontale di 5 metri.

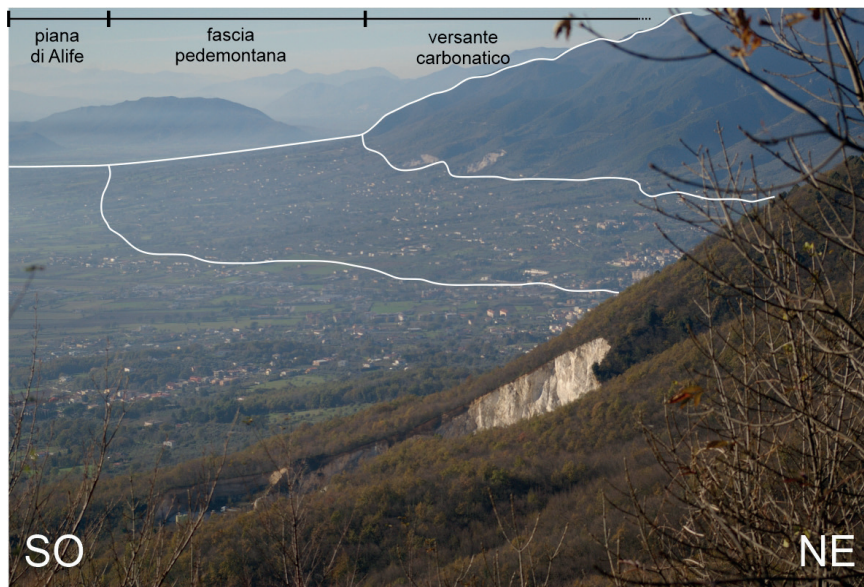


Fig. 9 - Foto panoramica (dal versante a monte dell'abitato di San Potito Sannitico, a est del Foglio), della fascia pedemontana alla base del fronte dei Monti del Matese, tra Alife e Raviscanina. Le linee bianche evidenziano il profilo topografico e i limiti tra il versante carbonatico, la fascia pedemontana e la piana di Alife.

Nelle piane di Riardo e Presenzano, la fascia di raccordo con il fianco del vulcano corrisponde ad un ampio *glacis* sotteso, in parte, dalle superfici deposizionali, erose e dissecate, delle vulcaniti e, in parte, dai depositi terrazzati del *sintema di Alife* (AFE), che ricoprono i prodotti del vulcano. Nelle valli che dissecano il fianco del vulcano e nelle superfici terrazzate delle piane, si incastra l'"Ignimbrite Campana" Auctt. (Tufo Grigio Campano, TGC, nel Foglio; cfr. Titolo II); nei settori orientali delle piane, questa forma estesi *plateaux* che fiancheggiano l'ampia pianura alluvionale del F. Volturno.

Il Volturno è il principale fiume e recapito del drenaggio dell'area: solo in prossimità dello spigolo NO è presente un tratto dello spartiacque che ne delimita il bacino idrografico, separandolo da quello del Liri-Garigliano (Figg. 6, 8). Nell'ambito del grande bacino idrografico del F. Volturno sono distinguibili sottobacini che trovano recapito nel medio corso del fiume (a nord e ovest della piana di Alife e in quest'ultima), da sottobacini che si dirigono verso la Piana Campana, alimentando direttamente il basso corso del fiume (Figg. 6, 8).

Il Volturno fa il suo ingresso nel Foglio provenendo da N. Descrivendo un ampio gomito, il fiume attraversa in discordanza oro-idrografica la soglia di Ailano e raggiunge la piana di Alife (Fig. 6).

Il fiume abbandona la piana di Alife percorrendo i meandri incastrati incisi, in discordanza oro-idrografica, attraverso la soglia di Alvignano (ubicata a est del margine orientale del Foglio; Fig. 6). In corrispondenza delle due soglie, si hanno risalite del substrato miocenico che, altrove nel bacino di Alife, è sepolto sotto la coltre di depositi alluvionali.

Nella soglia di Ailano, i depositi miocenici sono in parte ricoperti da depositi pleistocenici (*sintema di Ailano* - **AIL**, o successione lacustre di Ailano *sensu* ASCIONE *et alii*, 2018; VALENTE *et alii*, 2019a) in disequilibrio con i lineamenti del rilievo ed il drenaggio attuale: sono, infatti, dislocati e sollevati da faglie. La loro presenza permette di delineare un primo stadio di evoluzione del paesaggio dell'area, connotato da una distribuzione degli alti e bassi morfostrutturali che non corrisponde a quella dei bacini attuali. In questi ultimi si iscrive la deposizione del *sintema di Alife* (**AFE**). La dissezione - e il terrazzamento - del *sintema di Alife* scandiscono un ulteriore cambiamento nell'assetto del rilievo e del drenaggio, probabilmente causato da un significativo rallentamento, o cessazione, della subsidenza dei bacini. I terrazzi presentano quote degradanti dalle piane di Riardo e Presenzano verso la piana di Alife, e i terrazzi della piana di Alife hanno quote confrontabili con quelle delle spalle dei meandri incastrati nella soglia di Alvignano. Tale assetto, e le paleovalli sospese sulla dorsale dei Monti di Baia e Latina, con quote degradanti da sud verso la valle del Rio delle Starze (Fig. 8), nonché la valle tra M. Fossato e M. Monaco che ha fondo a quota 125 m, paragonabile a quella dei terrazzi nella piana di Alife, suggeriscono che, quando iniziava la dissezione nei bacini di Presenzano-Riardo, l'area al fronte dei Monti del Matese (probabilmente ancora oggetto di subsidenza) costituiva il recapito del drenaggio per l'area circostante.

Il più recente cambiamento della conformazione del rilievo è testimoniato dai caratteri della rete drenante e dall'assetto morfostratigrafico nel quadrante sud-occidentale del Foglio, dove le linee di spartiacque tra sottobacini del Volturno insistono sulle superfici terrazzate (Figg. 6 e 8). In quell'area, il reticolo risente della cattura, ad opera dei corsi con recapito verso la Piana Campana, di parte del drenaggio, testimoniata dai gomiti nei tracciati che dissecano le pendici del vulcano di Roccamonfina (ad es., Savone delle Ferriere e corsi conseguenti ad esso contigui; Fig. 8) e la piana di Riardo. La riorganizzazione del reticolo ha rappresentato la risposta ai differenti movimenti verticali nelle aree di bacino e, in particolare, alla cessazione dei ribassamenti nella piana di Riardo a fronte della perdurante subsidenza della Piana Campana, proseguita fino al tardo Quaternario (SANTANGELO *et alii*, 2017, *cum biblio*). L'incastro dell'"Ignimbrite Campana" *Auctt.* (nel Foglio *Tufo Grigio Campano*, **TGC**) nelle valli drenanti verso la Piana Campana testimonia che la riorganizzazione del reticolo era già avvenuta 40.000 anni fa.

2. - I *SINKHOLE* DEL FOGLIO “TEANO”

Il Foglio n. 417 “Teano” include un settore dell’orogene appenninico noto per la diffusa presenza di *sinkhole*. I *sinkhole*, in Appennino, tendono a concentrarsi nelle cosiddette *High Concentration Sinkhole Area* (HSCA - Aree ad alta concentrazione di *sinkhole*, *sensu* SANTO *et alii*, 2011), due delle quali, l’area “Monti di Venafro” e l’area “Monti di Caserta e Tifata”, ricadono nel territorio del Foglio. L’area “Monti di Venafro” include i *sinkhole* che si sviluppano lungo le superfici terrazzate ad ovest della piana del Volturno (*sinkhole* del Lago di Vairano, del Lago delle Corree e dell’Aia Spaccata) e lungo la fascia pedemontana del Massiccio del Matese (*sinkhole* di Raviscanina). L’area “Monti di Caserta e Tifata” include i *sinkhole* sviluppatisi in corrispondenza dei versanti carbonatici (ad es., *sinkhole* del M. Fossato). Secondo la classificazione vigente (DEL PRETE *et alii*, 2004; GUTIERREZ *et alii*, 2014), i *sinkhole* possono essere classificati come “*piping sinkhole*” (lago di Vairano, lago delle Corree e Aia Spaccata), “*cover sinkhole*” (*sinkhole* di Raviscanina) e “*collapse sinkhole*” (M. Fossato). I “*piping sinkhole*” si formano in contesti di piana alluvionale dove è presente una copertura sedimentaria con spessore significativo (di qualche centinaio di metri). La loro genesi è collegata alla formazione di cavità nel substrato carbonatico sepolto, con conseguente richiamo di materiale verso il basso, fino a raggiungere la superficie topografica dove avviene il collasso improvviso e la formazione del *sinkhole* (CARAMANNA *et alii*, 2008). I “*cover sinkhole*” si sviluppano in contesti di fascia pedemontana, lì dove è presente una copertura sedimentaria sul substrato carbonatico. La loro genesi è collegata a variazioni repentine della superficie piezometrica nei terreni sciolti (DEL PRETE *et alii*, 2004), anche collegata a terremoti di elevata magnitudo (SANTO *et alii*, 2019a).

I “*collapse sinkhole*” si formano lì dove è presente un substrato carbonatico molto alterato. L’alterazione è collegata alla risalita di fluidi profondi acidi (ricchi in CO_2 e H_2S) lungo faglie attive (SANTO *et alii*, 2019b; VALENTE *et alii*, 2019b). A questa tipologia di *sinkhole* si associa spesso la presenza di sorgenti minerali e depositi di travertino. Il meccanismo genetico è collegato a scuotimenti sismici in seguito a forti terremoti (SANTO *et alii*, 2011). Una descrizione dettagliata dei *sinkhole* presenti nel Foglio “Teano” è riportata di seguito. Il lago di Vairano (Fig. 10a) è ubicato circa 3 km a SE dell’abitato di Presenzano, ha un diametro di circa 200 m e una profondità di 5 m. La presenza del lago è dovuta all’affioramento della superficie piezometrica. Il *sinkhole* si trova in corrispondenza di un’estesa superficie sub-pianeggiante impostata nel *Tufo Grigio Campano* (TGC) che limita, verso O, la piana attiva del Fiume Volturno. In posizione analoga si colloca il *sinkhole* del lago delle Corree (Fig. 10b), circa 3,5 km ad O di Vairano Patenora. Il *sinkhole* presenta una forma subcircolare con diametro di circa 200 m e profondità di circa 40 m. Lungo le pareti del *sinkhole* affiora il *Tufo Grigio Campano*



Fig. 10 - I sinkhole del lago di Vairano (A) e del lago delle Corree (B).

(TGC), con spessore di 2 metri, in appoggio stratigrafico sui depositi di riempimento della piana di Presenzano (cfr. depositi lacustri del *sintema di Alife*, AFE_{e2} ; Titolo V). La presenza del lago è dovuta ad una piccola sorgente ubicata alla base della parete settentrionale della depressione. Non si hanno informazioni certe per vincolare cronologicamente la formazione di entrambi i *sinkhole*, ma l'analisi di fonti storiche indica una loro probabile genesi pre-1600, come testimoniato dalla loro rappresentazione in una carta della Diocesi di Teano del 1635 (DEL PRETE *et alii*, 2004). Discorso analogo può essere fatto per il *sinkhole* dell'Aia Spaccata, che appare come una depressione con diametro di circa 200 m e profondità di un paio di metri, modellata da interventi antropici e non facilmente riconoscibile in

campo. I *sinkhole* di Raviscanina si collocano circa 1 km a SO dell'abitato, in località Le Starze. Essi interessano i depositi di conoide alluvionale del *sistema di Alife* (**AFE_b**) presenti lungo la fascia pedemontana del Massiccio del Matese. Il più grande dei *sinkhole* presenta una forma ellittica con asse maggiore orientato circa NNO-SSE, lunghezza di circa 170 m e profondità di circa 20 m, mentre il minore presenta forma sub-circolare con diametro di circa 90 m e profondità di circa 12 m. La variabilità litologica dei depositi ivi presenti determina la presenza di più falde sovrapposte lì dove sono presenti i litotipi più grossolani (DEL PRETE *et alii*, 2004). Il *sinkhole* del M. Fossato si colloca in posizione sommitale del monte, nei litotipi carbonatici ascritti all'unità *calcari con requienie e gastropodi* (**CRQ**). Esso presenta una morfologia leggermente ellittica, allungata in direzione NNE-SSO, con lunghezza massima di 170 m e profondità di circa 60 m.

IV - STUDI PRECEDENTI

(a cura di A. Ascione, S. Ciarcia, L. Fedele, P. Petrosino & S. Vitale)

I primi lavori effettuati nell'area del Foglio n. 417 "Teano" risalgono al periodo compreso tra il 1885 e il 1890, quando il Regio Ufficio Geologico comincia rilevamenti regolari nel territorio regionale della Campania. In precedenza, c'erano stati alcuni contributi, spesso a carattere generale, sul quadro geologico regionale (BREISLAK, 1798; 1801; PILLA, 1833; 1834; 1844) anche se verso fine '800 vengono approfonditi aspetti prevalentemente paleontologici, creando così le basi per un allestimento più completo della cartografia geologica dell'area, in particolare sui calcari mesozoici del M. Maggiore (FRANCO, 1885; BASSANI, 1890; OPPENHEIM, 1890; DEECKE, 1893). Un importante lavoro di carattere generale sulla geologia del Matese risale al 1893 e fu effettuato da CASSETTI (1893, 1894, 1895).

All'inizio del XX secolo le conoscenze geologiche dell'area erano state riasunte nella "Geologia e Geografia fisica dell'Italia meridionale" (DE LORENZO, 1904), rimasto un riferimento per diversi decenni, e ampliate nella seconda edizione curata da D'ERASMO (DE LORENZO, 1937). Soltanto a ridosso della metà del secolo, ci furono altri studi di carattere regionale, grazie all'affermarsi delle ricerche micropaleontologiche e alle ricerche di idrocarburi (BNEO, 1949; MANFREDINI, 1963; PIERI, 1966) che, progressivamente, facevano spazio a lavori più analitici su successioni dell'Appennino meridionale, affioranti anche nel Foglio "Teano", come le monografie di SELLI, prima sulla trasgressione miocenica (1957) e, successivamente, sul Paleogene (1962). Bisogna arrivare, però, agli anni '60 e

'70, quando, in seguito ai lavori di aggiornamento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, i dati sulla geologia dell'area diventano più numerosi e precisi (BERGOMI *et alii*, 1969; COCCO, 1971). In particolare, per i depositi carbonatici, ampiamente diffusi nell'area del Foglio, ci furono dei contributi di riferimento, soprattutto per quanto riguarda gli aspetti biostratigrafici (SARTONI & CRESCENTI, 1962; CRESCENTI, 1966; SARTONI & COLALONGO, 1964; SGROSSO, 1964) ma anche sulla stratigrafia e tettonica del Monte Maggiore (D'ARGENIO & PESCATORE, 1963; PESCATORE & VALLARIO, 1963). IETTO (1971) traccia un quadro strutturale e paleogeografico del Matese occidentale riconoscendo l'esistenza di varie unità tettoniche. Negli anni '70, la "scuola napoletana" fornisce un impulso notevole alla definizione di un quadro stratigrafico-strutturale più organico dell'intero Appennino meridionale (D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1973, 1975, PESCATORE & SGROSSO, 1973), ridefinito soltanto alcuni decenni dopo dai geologi del petrolio (MOSTARDINI & MERLINI, 1986) che utilizzano dati inediti di pozzi e profili sismici. Con il congresso della Società Geologica Italiana, tenutosi a Sorrento nel 1988, vengono prodotti numerosi contributi alla conoscenza della catena sud-appenninica (e.g., D'ARGENIO, 1988), seguiti da altri studi sull'evoluzione cinematica post-tortoniana del Bacino Tirrenico e dell'Appennino (PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990).

Nei decenni successivi, a parte un contributo specifico sulle *arenarie di Caiazzo* (AIZ) (DI NOCERA *et alii*, 1993), affioranti nell'area del Foglio, vengono realizzati molti lavori di carattere regionale sull'evoluzione geodinamica di questo settore della catena appenninica (SGROSSO, 1998; PATACCA & SCANDONE, 2007; BONARDI *et alii*, 2009; VITALE & CIARCIA, 2013, 2018; CIARCIA & VITALE, 2025).

Alquanto limitata l'attenzione dedicata da studi precedenti alle successioni dei bacini pleistocenici ricadenti nell'area del Foglio. Nella cartografia geologica degli anni '60 del secolo scorso (fogli in scala 1:100.000 n. 161 "Isernia" e n. 172 "Caserta" - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971a,b) con le relative Note Illustrative (COCCO, 1971; BERGOMI *et alii*, 1971), non è presente alcun riferimento alle successioni sepolte nel sottosuolo delle piane di Riardo, Presenzano e Alife: i depositi affioranti nelle piane sono genericamente attribuiti all'Olocene e solo nel Foglio "Isernia" è segnalata la presenza di "brecce" sospese lungo i versanti della dorsale di Pietravairano, genericamente attribuite al Pleistocene o Pliocene. Informazioni relative alla successione che colma il bacino di Alife si ritrovano in un lavoro di CORNIELLO & RUSSO (1990) di ambito idrogeologico. Utilizzando i dati di pozzi per acqua profondi fino a circa 200 m e di una prospezione geoelettrica, gli autori ricostruivano la profondità del tetto dei carbonati e descrivevano la presenza, in sottosuolo, di depositi conglomeratico-ghiaiosi di conoide e limoso-argillosi (lacustri) con intercalazioni piroclastiche e di travertino. Più recentemente, ASCIONE *et alii* (2018) e VALENTE *et alii* (2019a), segnalavano la presenza, nella zona intorno ad Ailano, di depositi alluvionali lacustri e fluviali sospesi fino

a oltre 100 m sul livello della piana olocenica del Volturno e dislocati da faglie, riferiti alla “successione lacustre di Ailano”. VALENTE *et alii* (2019a), sulla base di correlazioni tefrostratigrafiche e datazioni dei livelli piroclastici in rapporti con i depositi della successione lacustre di Ailano, attribuivano quest’ultima alla parte bassa del Pleistocene Medio. Gli autori correlavano alla dislocazione della successione di Ailano l’individuazione di un depocentro principale - persistito per la restante parte del Pleistocene Medio - nella parte centrale della piana di Alife.

Riguardo ai depositi sepolti nella piana di Presenzano, le uniche notizie derivano da uno studio non pubblicato (report di uno studio eseguito per la realizzazione della centrale ENEL di ACCORDI, 1975). In esso, accanto alla definizione dell’assetto del sottosuolo al fronte del M. Cesima, si evidenziava la presenza di depositi di conoide passanti a depositi limoso-argillosi con frequenti intercalazioni piroclastiche e con lenti ghiaiose per uno spessore - raggiunto da sondaggi - di almeno 130 m.

Informazioni relative ai depositi presenti nel sottosuolo della piana di Riardo sono per la prima volta rese note da GIORDANO *et alii* (1995a,b). Gli autori, sulla scorta di dati di pozzi, evidenziano la presenza nel bacino di depositi piroclastici del Roccamonfina in posizione primaria e rimaneggiati in ambiente alluvionale, poggianti su substrato carbonatico o silicoclastico, solo a luoghi con interposizione di esigui spessori di breccie carbonatiche, terre rosse e sedimenti limoso-argillosi in facies lacustre; per tale assetto stratigrafico, gli autori ritengono l’evoluzione del bacino concomitante all’attività del Roccamonfina.

I primi studi che segnarono la natura vulcanica del rilievo del Roccamonfina risalgono agli inizi del XIX secolo e si devono a PILLA (1795, 1823) e a BREISLAK (1798, 1801). Alla fine del secolo rimanda, invece, lo studio petrografico di BUCCA (1886), che per primo riconobbe i prodotti di due serie magmatiche, definite leucitica e non leucitica. In seguito, MODERNI (1887), a valle degli studi svolti per la redazione della prima edizione della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, distinse tre fasi di attività del vulcano: una prima che definì leucitica, una seconda trachitica e la finale basaltica. La connessione tra i vari centri di emissione ed il tipo di attività non era facilmente ricostruibile; oltre alle lave, l’autore riconobbe piroclastiti soprattutto rappresentate nella seconda fase di attività, che distinse dal basso verso l’alto in: “tufo giallognolo litoide con cristalli di sanidino e piccole pomici gialle”, “conglomerato lavico in colata di Sessa” e “tufo terroso biancastro e pomici bianche”.

Dopo questo primo tentativo di connettere stratigrafia e natura petrografica dei prodotti, i lavori successivi, tra cui va ricordato WASHINGTON (1906), si spostarono in un ambito quasi esclusivamente petrografico e poi più spiccatamente petrologico, con studi più incentrati sull’inquadramento del vulcano di Roccamonfina nel vulcanismo potassico italiano, volti soprattutto a definire l’origine di quest’ultimo (*e.g.*, BURRI, 1960, 1966; AREVALO-CARRETERO *et alii*, 1962). TEDESCO (1965) fu il primo a proporre una visione comprensiva della storia vul-

canologica del Roccamonfina, che prevedeva una prima fase di costruzione dello stratovulcano attraverso colate di lave leucitiche e, in minor misura, tufi, con attività incentrata sia nel cratere centrale che in coni laterali. In seguito a significative eruzioni esplosive si sarebbe formata una caldera nella parte sommitale del vulcano, all'interno della quale si sarebbero poi costruiti duomi trachandesitici. Il *Tufo Grigio Campano* (TGC) rappresentava il prodotto dell'ultima fase di attività proveniente dall'interno della caldera. In realtà, gli studi dell'epoca erano prevalentemente incentrati sulle lave, e i prodotti piroclastici erano trascurati forse proprio per le difficoltà di risolverne in maniera coerente l'assetto stratigrafico. Si deve a DI GIROLAMO (1968) un primo tentativo di suddividere in unità le piroclastiti nell'area di Sessa Aurunca, riconoscendo alla base le "piroclastiti inferiori stratificate" come successione di depositi da caduta di eruzioni a carattere pliniano, seguite dalle "colate piroclastiche conglomeratiche di Sessa", deposte per un meccanismo eruttivo che oggi chiameremmo da corrente piroclastica, contenenti frammenti pomicei e scoriacei e, soprattutto, litici di lava leucitica. A chiudere la successione, l'autore identificò le "piroclastiti superiori stratificate di ceneri e pomici", in cui riconosceva i prodotti di varie eruzioni separati da paleosuoli, con componente juvenile di composizione trachitica. L'autore, inoltre, fu il primo a riconoscere il *Tufo Grigio Campano* (TGC) come il prodotto di un'eruzione non verificatasi al Roccamonfina. In merito allo studio delle piroclastiti di Roccamonfina nello stesso periodo vennero altri contributi, tra cui quello di DE' GENNARO & STANZIONE (1970), incentrato sui depositi piroclastici dell'apparato eccentrico di Colle Friello, e quello di GHIARA *et alii* (1973), che denominarono "Unità A" il *conglomerato di Sessa* di DI GIROLAMO (1968) e gli attribuirono una natura di colata di fango, derivante dal rimaneggiamento di prodotti precedenti. L' "Unità B" fu correlata invece con le piroclastiti superiori di DI GIROLAMO (1968), e identificata come costituita da pomici bianco-grigiastre in matrice cineritica.

Gli autori delle note illustrative dei fogli in scala 1:100.000 nn. 160 "Cassino" (ACCORDI *et alii.*, 1967), 161 "Isernia" (COCCO, 1971), 171 "Gaeta" (BERGOMI *et alii*, 1969) e 172 "Caserta" (BERGOMI *et alii*, 1971), alla luce dei risultati del rilevamento effettuato per la redazione delle carte, divisero l'attività del vulcano in due fasi. La prima, prevalentemente effusiva, era ritenuta caratterizzata dalla messa in posto di colate leucitiche che edificarono lo stratovulcano, interrotta da un collasso tettonico cui fece seguito un'intermittente attività esplosiva dal vulcano centrale. La seconda fu invece caratterizzata dall'estrusione dei duomi latitici di Lattani e Santa Croce all'interno della caldera e dall'attività di vari apparati eccentrici. Purtroppo, la correlazione tra i vari depositi, anche ai fini della cartografia, fu effettuata quasi esclusivamente in base all'aspetto in campo, e pertanto risulta debole dal punto di vista stratigrafico.

A questa stessa epoca risale anche un lavoro importantissimo per la petrologia del Roccamonfina, ovvero quello di APPLETON (1972), che riconobbe per le lave

del vulcano due serie magmatiche: una alta in potassio (*High Potassium Series*, HKS) a cui appartengono prodotti fortemente sottosaturi contenenti leucite, eruttati prima della formazione della caldera, e una bassa in potassio (*Low Potassium Series*, LKS), cui fanno capo lave da debolmente sottosature a sature in silice, prive di leucite messe in posto dopo la fase di calderizzazione. La presenza di prodotti HKS e LKS può essere considerata, secondo l'autore, una caratteristica di tutta la Provincia Comagmatica Romana. Purtroppo, questa schematizzazione risulta semplificatoria per il vulcano di Roccamonfina, ed è probabilmente giustificabile con il fatto che l'autore affrontò il solo studio dei prodotti effusivi. Inoltre, nonostante furono definite una fase pre- e una post-caldera, non appare chiara la collocazione cronostratigrafica della calderizzazione stessa. La rigida separazione temporale dei prodotti HKS da quelli LKS postulata da APPLETON (1972) rappresenta un assunto da cui derivarono molte inesattezze nella ricostruzione della storia eruttiva del Roccamonfina, in quanto molto spesso si è erroneamente tentata l'attribuzione cronologica e/o stratigrafica di un prodotto sulle sole basi petrografiche, cioè basandosi sulla presenza o assenza di leucite. Parallelamente agli scritti sopra citati va ricordata, a partire dalla metà degli anni '60, la grossa mole di lavori di GIANNETTI riguardanti i prodotti di singole manifestazioni eruttive del vulcano (GIANNETTI, 1964, 1965, 1967, 1968, 1969, 1970, 1974, 1975), di cui si studiavano quasi esclusivamente gli aspetti petrografici e geochimici. Questo stesso autore, uno dei più fertili studiosi del vulcano di Roccamonfina, tentò più tardi un approccio più sistematico alla stratigrafia del vulcano (GIANNETTI, 1979), riprendendo la distinzione in due fasi di APPLETON (1972), anche se egli propose l'esistenza di una fase intermedia di passaggio, durante la quale sarebbero stati eruttati alternativamente prodotti HKS e LKS. La prima fase, consistente nella costruzione dello stratovulcano con l'effusione di lave leucitiche e piroclastiti fortemente sottosature in silice, sarebbe culminata nella formazione della caldera sommitale, avvenuta in seguito alla prima grossa eruzione esplosiva dello "*Yellow Leucitic Tuff*", corrispondente all' "unità A" di GHIARA *et alii* (1973). Un'altra eruzione esplosiva, questa volta di prodotti saturi in silice, il "*White Trachytic Tuff* (WTT)", corrispondente all' "unità B" di GHIARA *et alii* (1973), già classificata come trachitica in GHIARA & LIRER (1977), avrebbe dato inizio alla fase caratterizzata dalla emissione di prodotti della serie bassa in potassio, rinominati KS da CIVETTA *et alii* (1981), proseguita con la messa in posto di duomi lavici sia all'interno che all'esterno della caldera.

TAYLOR *et alii* (1979), in un lavoro volto principalmente a valutare la possibile cogeneticità delle due serie, per la prima volta riportarono per l'"unità A" di GHIARA *et alii* (1973) e GHIARA & LIRER (1977), già definita "*Yellow Leucitic Tuff*" da GIANNETTI (1979), il nome di "*Brown Leucitic Tuff* (BLT)", che è quello che la letteratura successiva erediterà. GIANNETTI & LUHR (1983) e LUHR & GIANNETTI (1987) proposero, rispettivamente, una ricca banca dati geochimica

per il “*White Trachytic Tuff* (WTT)” e il “*Brown Leucitic Tuff* (BLT)”, tracciano anche una mappa di distribuzione e riportando alcuni dati geocronologici. In LUHR & GIANNETTI (1987) gli autori collocarono la formazione della caldera in una fase precedente l'eruzione del “BLT”, sulla base dell'osservazione che i suoi prodotti ricoprono il bordo calderico nel settore NE del vulcano. GIANNETTI & LUHR (1983) e LUHR & GIANNETTI (1987) inoltre postularono la presenza di un'altra fase di calderizzazione, quella della caldera degli Stagli, la cui collocazione temporale viene riportata come successiva al “WTT” in LUHR & GIANNETTI (1987), lavoro in cui si fa anche cenno ad un'eruzione più recente del “WTT”, denominata “*Yellow Trachytic Tuff* (YTT)”. Inoltre, l'osservazione di una leggera diminuzione nel grado di evoluzione dei frammenti juvenili muovendo dalle porzioni stratigraficamente più basse a quelle più alte della sequenza dei prodotti del “BLT” e del “WTT” fu interpretata dagli autori come indicativa dello svuotamento di una camera magmatica stratificata, sviluppatasi principalmente per effetto di processi di cristallizzazione frazionata.

Prima di proseguire nell'*excursus* della letteratura più recente, è opportuno soffermarsi sulle determinazioni geocronologiche disponibili fino al 1990, che hanno contribuito a definire l'intervallo di attività del Roccamonfina. Per quanto riguarda l'inizio dell'attività, GASPARINI & ADAMS (1969), GIANNETTI *et alii* (1979) e RADICATI DI BROZOLO *et alii* (1988) riportavano età K/Ar più antiche di 1 Ma per le lave che costituiscono lo stratovulcano, età che sono state ritenute non affidabili da CHIESA *et alii* (1995) principalmente in quanto dati facenti parte dello stesso set di misure si sono rivelati errati per altri apparati vulcanici. Di maggiore affidabilità sono considerate le età di ca. 600 ka ottenute da BALLINI *et alii* (1989) su campioni estratti dai livelli più profondi del cosiddetto Pozzo Gallo, carotato dall'AGIP all'interno della caldera principale (WATTS, 1987). RADICATI DI BROZOLO *et alii* (1988) riportarono anche un'età di ca. 50 ka per le lave recenti del vulcano, anch'essa da ritenersi poco affidabile. Poche le età ottenute per le unità piroclastiche fino al 1990, tra l'altro riportate in maniera non sistematica e senza una precisa descrizione della metodologia usata. GIANNETTI & LUHR (1983) riportarono un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di 307 ± 4 ka per il “WTT”, ottenuta su cristalli di sanidino, e LUHR & GIANNETTI (1987) un'età K/Ar di 385 ± 23 ka per il “BLT”, ottenuta su cristalli di mica biotite.

A partire dal 1990, l'approccio agli aspetti stratigrafici del Roccamonfina quale base per la ricostruzione della sua storia vulcanologica si fece più sistematico, anche se appare molto complicato districare la pletora di denominazioni differenti esistenti in letteratura per i depositi della stessa eruzione o per i prodotti della medesima formazione, nonché valutare la qualità dei dati geocronologici, per le motivazioni sopra riportate. COLE *et alii* (1992, 1993), a valle di un accurato studio di campo del “BLT” e del “WTT”, conservarono una divisione in due stadi di attività (rispettivamente HKS e KS): la prima fase di costruzione dello stratovul-

cano (con prevalenza di prodotti effusivi) sarebbe culminata in una serie di eruzioni esplosive che avrebbero messo in posto varie ignimbriti (tra cui il “BLT”), l’ultima delle quali avrebbe prodotto un deposito definito “Tufo di Campagnola” da COLE *et alii* (1992). Come il “BLT”, anche il “WTT”, che apre lo stadio KS, è costituito da più unità eruttive, di cui la più recente è rappresentata dal “Tufo di Galluccio”. Alla fine dello stadio KS vengono ascritti eventi esplosivi di media taglia che mettono in posto l’ “Ignimbrite di Conca” (coincidente con lo “YTT” di LUHR & GIANNETTI, 1987) e la *formazione di Garofali* (FGF in questo Foglio), i cui prodotti si ritrovano nella parte nord-orientale del vulcano. Secondo COLE *et alii* (1992) la caldera sommitale del vulcano di Roccamonfina sarebbe una caldera polifase, formatasi in seguito ad una serie di episodi esplosivi precedenti l’eruzione del “Tufo di Campagnola”, che ricopre il bordo calderico.

La decade successiva vide un numero di lavori notevole, volti anche alla precisa identificazione delle fasi e delle modalità di calderizzazione del vulcano. In particolare, DE RITA & GIORDANO (1996) collocarono la formazione della caldera principale prima dell’eruzione del “BLT”, con un collasso direzionale verso NE, associato all’instabilità gravitativa lungo una delle faglie che bordano il *graben* del Garigliano. Sarebbe stato proprio questo collasso a determinare la morfologia a ferro di cavallo del settore orientale del bordo calderico, che invece COLE *et alii* (1992) attribuivano alla demolizione di due diversi centri eruttivi all’atto della formazione della caldera. DE RITA & GIORDANO (1996) suggerirono che il collasso sarebbe avvenuto come un riaggiustamento meccanico causato dall’alto tasso di estensione della piana del Garigliano durante una fase di *climax* della tettonica regionale, confermando in qualche modo quanto ipotizzato da CAPUANO *et alii* (1992) sulla base di dati gravimetrici, data l’assenza di un minimo centrato sul vulcano, atteso in caso di una caldera da collasso legata a una o più eruzioni esplosive al cratere centrale. GIANNETTI (2001) riconobbe quattro collassi calderici che avrebbero interessato la struttura del vulcano, tre dei quali (caldera sommitale, Gli Stagli e caldera settentrionale) si sarebbero verificati prima dell’eruzione del “BLT”, diversamente da quanto indicato in LUHR & GIANNETTI (1987). Un set di datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ottenute principalmente sulle lave dei vari duomi presenti lungo il bordo della caldera principale, e l’osservazione dei rapporti tra le faglie dei collassi e le lave di questi duomi, consentirono di giungere a questa conclusione. Inoltre, la quarta caldera, concentrica a quella settentrionale, fu attribuita ad un collasso occorso in concomitanza con l’eruzione dello “YTT”, datato a ca. 230 ka (GIANNETTI, 1996). La causa dei tre collassi precedenti il “BLT”, secondo l’autore, non sarebbe da ascrivere ad una specifica eruzione, né, come affermato da DE RITA & GIORDANO (1996), ad instabilità meccanica dell’apparato, bensì ad un effetto combinato di subsidenza dovuto alla crescita incrementale del vulcano a causa del susseguirsi di una serie di eruzioni di taglia moderata.

GIORDANO (1998a) presentò uno studio di dettaglio sui depositi del “WTT”, definendone i meccanismi di messa in posto per la massima parte come correnti piroclastiche diluite. Nello stesso lavoro vennero riconosciute quattro unità, separate da paleosuoli, e indicate come “Tufo di San Clemente”, “Tufo di Aulpi”, “Tufo di Cupa” e “Tufo di Galluccio”, quest’ultima la più diffusa nel settore orientale del vulcano. GIANNETTI & DE CASA (2000) riconobbero all’interno dei depositi del “WTT” i prodotti di sette eruzioni principali, oltre che di tre eventi eruttivi minori. Di questi, i prodotti di almeno quattro eventi affiorerebbero all’interno della caldera, ma non sarebbero direttamente collegabili con quelli reperibili all’esterno. Questi depositi definirebbero unità separate da paleosuoli e successioni piroclastiche ben differenziabili tra loro. L’età di tali prodotti risulta compresa tra ca. 317 ka e ca. 230 ka, anche se le ultime manifestazioni eruttive datate sembrano relative a unità vulcaniche con distribuzione areale molto limitata.

Un altro importante contributo alla storia vulcanologica del Roccamonfina viene da ROUCHON *et alii* (2008), che forniscono anche un buon numero di età K/Ar per i prodotti del vulcano, restringendone l’intervallo di attività al periodo 550-150 ka. Gli autori riconobbero cinque stadi di attività, di cui i primi due coinciderebbero con la costruzione dello stratovulcano attraverso la messa in posto di prodotti della serie HKS. Alla fine del primo stadio, l’eruzione pliniana del Rio Rava, datata a 439 ± 9 ka, avrebbe dato luogo ad una prima calderizzazione. La seconda fase terminerebbe a 353 ± 5 ka con la messa in posto del “BLT”, che avrebbe ulteriormente contribuito alla formazione della caldera centrale. Da questo momento in poi sarebbero stati eruttati dal cratere centrale esclusivamente prodotti KS, con le eruzioni esplosive del “*Lower WTT*” (“*LWTT*” di GIANNETTI, 1994; 331 ± 2 ka) e, in minor misura, colate laviche. Nella quarta fase, l’attività sarebbe stata quasi completamente alimentata da apparati eccentrici, con la sola esclusione dei depositi da eruzioni subpliniane che gli autori raggrupparono nel cosiddetto “*Upper WTT*”, di età compresa tra ca. 275 e ca. 230 ka. La caldera settentrionale viene qui considerata un *maar* formatosi in concomitanza con l’eruzione dello “YT”. L’ultima fase eruttiva vedrebbe la messa in posto dei duomi shoshonitici, appartenenti alla serie KS, al centro della caldera. In un contributo di carattere principalmente petrologico pubblicato poco dopo, CONTICELLI *et alii* (2009) riconobbero una fase di attività pre-caldera, in cui sarebbero state eruttate lave e piroclastiti ultrapotassiche della serie HKS (i cui prodotti furono rinominati dagli autori come “leucititi a plagioclasio”), che sarebbe perdurata fino a ca. 400 ka - l’età del collasso calderico ipotizzata da DE RITA & GIORDANO (1996). A questa fase sarebbe seguita la messa in posto di prodotti di serie shoshonitica (corrispondente alla sopracitata KS), rappresentati da coni di scorie e duomi situati sia all’interno della caldera che sui fianchi dello stratovulcano. L’attività si sarebbe conclusa con prodotti ad affinità calcalkalina alta in potassio (HKCA, *High Potassium Calcalkaline*), reperiti come enclavi nelle lave dei duomi trachi-

tici e come lave nel duomo di Santa Croce. Dal punto di vista della stratigrafia del vulcano, in questo lavoro viene postulata per la prima volta la presenza di una successione di depositi piroclastici, denominati “Piroclastiti di Teano”, intercalati tra il “BLT” e le prime fasi del “WTT”, affioranti nel settore SE del vulcano. Gli autori condussero inoltre un dettagliato studio dei magmi che diedero origine ai prodotti delle tre serie individuate, che considerarono indipendenti le une dalle altre e tutte caratterizzate da processi di evoluzione prevalentemente a sistema chiuso. In aggiunta, CONTICELLI *et alii* (2009) presentarono anche un complesso modello relativamente alle sorgenti dei magmi, precedentemente investigate in maniera sistematica prevalentemente da GIANNETTI & ELLAM (1994), attraverso un dettagliato studio dei rapporti isotopici di Sr, Nd e Pb. I prodotti della HKS furono ascritti alla fusione parziale delle vene metasomatiche prodotte nel mantello litosferico al di sotto del vulcano di Roccamonfina durante precedenti processi di subduzione. Diversamente, i prodotti ad affinità KS e HKCA sarebbero derivati dall’interazione delle stesse sorgenti mantelliche metasomatizzate descritte sopra con una componente mantellica astenosferica, risalita attraverso l’apertura di una finestra nella litosfera in subduzione. Successivi studi di dettaglio incentrati sulla caratterizzazione petrologica di inclusioni silicatiche in cristalli di olivina e clinopirosseno ricchi in MgO, condotti da NIKOGOSIAN & VAN BERGEN (2010), confermarono sostanzialmente il modello di CONTICELLI *et alii* (2009), arricchendolo con una più precisa definizione della composizione modale delle sorgenti mantelliche implicate. In seguito, un analogo studio condotto da KOORNNEEF *et alii* (2019) riconobbe il coinvolgimento di una ulteriore componente nella genesi dei magmi della serie HKS, che gli autori attribuirono al riciclo di materiale della crosta inferiore.

L’ultimo lavoro in ordine di tempo ad affrontare tematiche di carattere vulcanologico-petrologico relative all’area ricadente nel Foglio “Teano” è quello di NATALE *et alii* (2023) e riguarda il “Dicco di Taverna San Felice”, uno dei centri situati a ridosso del M. Cesima, già segnalato da DI GIROLAMO (1972) e DI GIROLAMO *et alii* (1991). Gli autori, che non avevano sufficienti dati per vincolare cronologicamente l’attività come precedente o posteriore all’eruzione del “BLT”, hanno suggerito che il magma si intruse lungo una frattura durante una delle principali fasi estensionali di direzione N-S durante il Pleistocene Medio.

Un breve cenno meritano, infine, i numerosi tefra attribuiti all’attività del Roccamonfina che sono stati riconosciuti sia nei domini distali che in quelli ultradistali. Il tefra attribuito all’eruzione del Rio Rava di ROUCHON *et alii* (2008) è documentato in Molise (RUSSO ERMOLLI *et alii*, 2010), mentre alcuni tefra correlati con il “BLT” sono stati identificati nel bacino del Fucino (Italia centrale) e associati anche al “BAG tephra”, un livello a prevalente componente vetrosa intercalato nella successione di *loess* del Pleistocene Medio nell’area del Danubio (LEICHER *et alii*, 2023). Il “Lower WTT (LWTT)” di GIANNETTI (1994) è ben do-

cumentato anche nelle successioni alluvionali-lacustri del Molise (AMATO *et alii*, 2014; GALLI *et alii*, 2017) e, più distalmente, nel bacino del Fucino (LEICHER *et alii*, 2023). Da notare che molti record distali, che coprono l'intervallo 600-200 ka, indicano la presenza di una serie di strati di tefra con composizioni geochimiche simili a quelle del Roccamonfina che attualmente non hanno specifici corrispondenti prossimali (ad esempio, GIACCIO *et alii*, 2014; PETROSINO *et alii*, 2014; LEICHER *et alii*, 2021; PELULLO *et alii*, 2024), fornendo la prova di una cospicua attività esplosiva del Pleistocene Medio al vulcano Roccamonfina, ancora non ben definita.

V - STRATIGRAFIA

(a cura di A. Ascione, S. Ciarcia, P. Petrosino & S. Vitale)

L'assetto stratigrafico del Foglio "Teano" è caratterizzato dalla successione dell'Unità tettonica del Monte Maggiore, Monte Cesima e Monti del Matese del Triassico Superiore-Tortoniano medio, ricoperta in discordanza dai depositi delle *arenarie di Caiazzo* (**AIZ**; Tortoniano superiore-Messiniano inferiore) e del *gruppo di Altavilla* (**AL**; Messiniano superiore-Zancleano *p.p.*). A loro volta questi depositi sono ricoperti in discordanza dai depositi continentali sedimentari e vulcanici del Pleistocene Inferiore? - Olocene.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

Le operazioni di rilevamento sono avvenute durante gli anni 2022-2024; i rilievi geologici sono stati effettuati su basi topografiche alla scala 1:5.000 della Carta Tecnica Regionale della Regione Campania (nel seguito CTR) e successivamente riportati sulle sezioni a scala 1:25.000 dell'Istituto Geografico Militare Italiano (IGMI).

Prima di iniziare le attività di verifica e rilevamento geologico sul campo, sono stati raccolti tutti i materiali cartografici e le pubblicazioni scientifiche già disponibili riguardanti l'area del Foglio "Teano". Per quanto riguarda la precedente cartografia geologica ufficiale, tale area è compresa in larga parte nel Foglio

n. 172 “Caserta” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1971a) e in misura minore nel Foglio n. 161 “Isernia” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1971b) della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000, che rappresentano gli elaborati cartografici di riferimento più recenti.

I criteri adottati per il rilevamento geologico sono stabiliti facendo riferimento ai Quaderni del Servizio Geologico d’Italia, serie III, editi come strumenti di supporto per la cartografia geologica nazionale alla scala 1:50.000 (*e.g.*, VITA *et alii*, 2022, *cum biblio*). Si è adottata la scelta di cartografare unità litostratigrafiche (gruppi, formazioni e membri) ed unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU, qui rappresentate da sintemi e subsintemi). Le prime, rispondenti agli orientamenti che hanno uniformato la cartografia geologica ufficiale sin dagli anni ‘60, sono state utilizzate per le unità del substrato pre-quadernario e in parte per le aree vulcaniche, le seconde per i depositi continentali quadernari. Questi ultimi presentano alternanze di eventi deposizionali e fasi erosive stratigraficamente comprese tra superfici di inconformità significative e riconoscibili a livello di bacino e distinguibili dal punto di vista cartografico. Vale la pena sottolineare che per queste unità a limiti inconformi le correlazioni interbacinali sono problematiche e spesso non si trovano corrispondenze tra le superfici limite in aree geograficamente vicine. Ciò ha portato ad istituire un numero notevole di unità con nomi diversi poiché è mancata la possibilità di stabilire equivalenze univoche.

Il rilevamento delle successioni sia carbonatiche che terrigene è stato integrato con numerose analisi biostratigrafiche effettuate attraverso la campionatura di dettaglio lungo sezioni di cui era chiara la posizione geometrica e stratigrafica. Per la taratura biostratigrafica e la suddivisione in biozone delle successioni carbonatiche si è fatto riferimento per il Mesozoico agli schemi di DE CASTRO (1991) e CHIOCCHINI *et alii* (2012, 2019), come riportato in figura 11. L’inquadramento biostratigrafico dei depositi miocenici affioranti nell’area del Foglio “Teano” è stato realizzato con un approccio di biostratigrafia integrata basato su associazioni a foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. La preparazione per i campioni a nannofossili è stata effettuata mediante centrifugazione (PERCH-NIELSEN, 1985; AMORE *et alii*, 1988; BOWN, 1999; DE CAPOA *et alii*, 2003). I campioni per l’analisi delle associazioni a foraminiferi sono stati preparati mediante setacciatura. L’analisi delle associazioni a foraminiferi è stata effettuata sulla frazione maggiore di 106 µm.

L’inquadramento tassonomico dei taxa delle associazioni a foraminiferi fa per lo più riferimento ad AZE *et alii* (2011), BRUMMER & KUCERA (2014; 2015), SPEZZAFERRI *et alii* (2015). Lo schema biostratigrafico di riferimento è quello proposto in LIRER *et alii* (2019).

Per i nannofossili si è fatto riferimento a DI STEFANO *et alii* (2023) per l’inquadramento tassonomico e lo schema biostratigrafico. In quest’ultimo la zonazione proposta per i nannofossili è anche integrata con quella dei foraminiferi di LIRER *et alii* (2019) (Fig. 12).

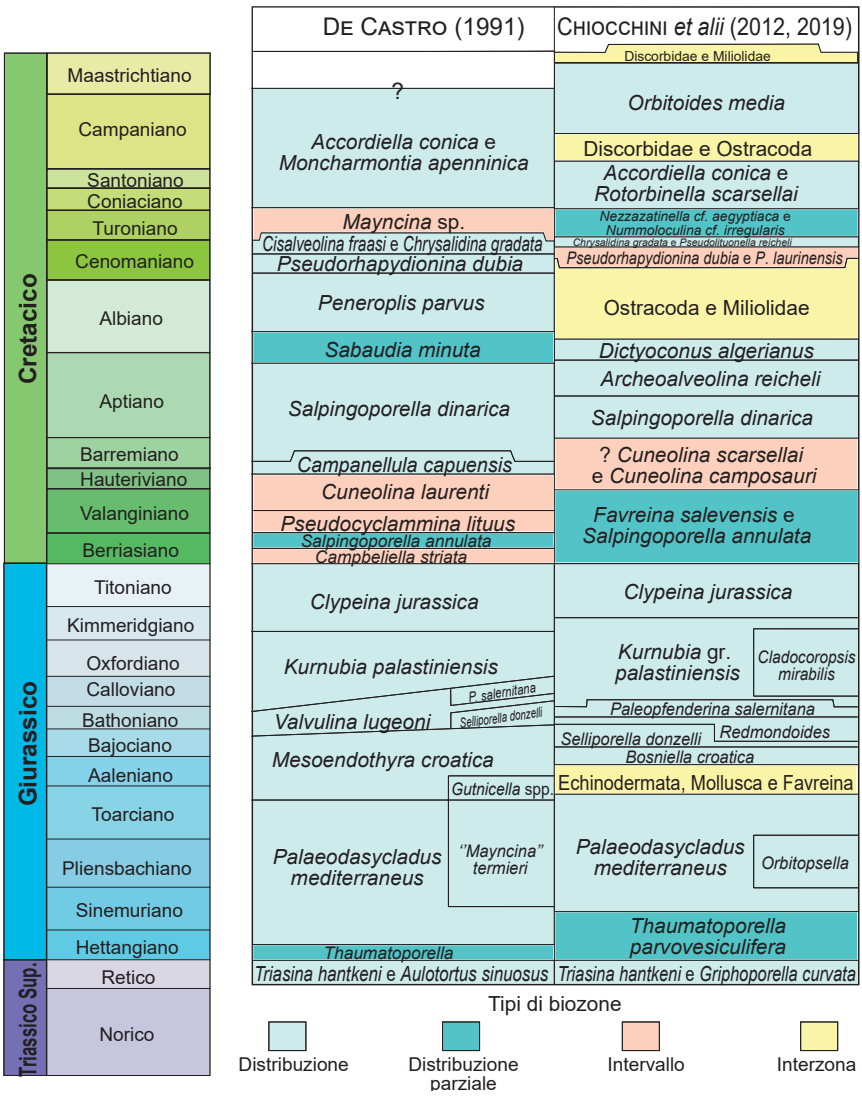


Fig. 11 - Confronto tra gli schemi biozonali di piattaforma carbonatica del Mesozoico per l'Appennino centro-meridionale (modificato da DE CASTRO, 1991 e da CHIOCCHINI et alii, 2012, 2019).

Non sono state individuate superfici di inconformità alla scala del vulcano di Roccamonfina per cui, anche per le aree vulcaniche, come precedentemente accennato, si sono cartografate unità litostratigrafiche. Inoltre, il vulcano Roccamonfina, soprattutto nella sua parte orientale, ricadente nel Foglio n. 417 “Tea-

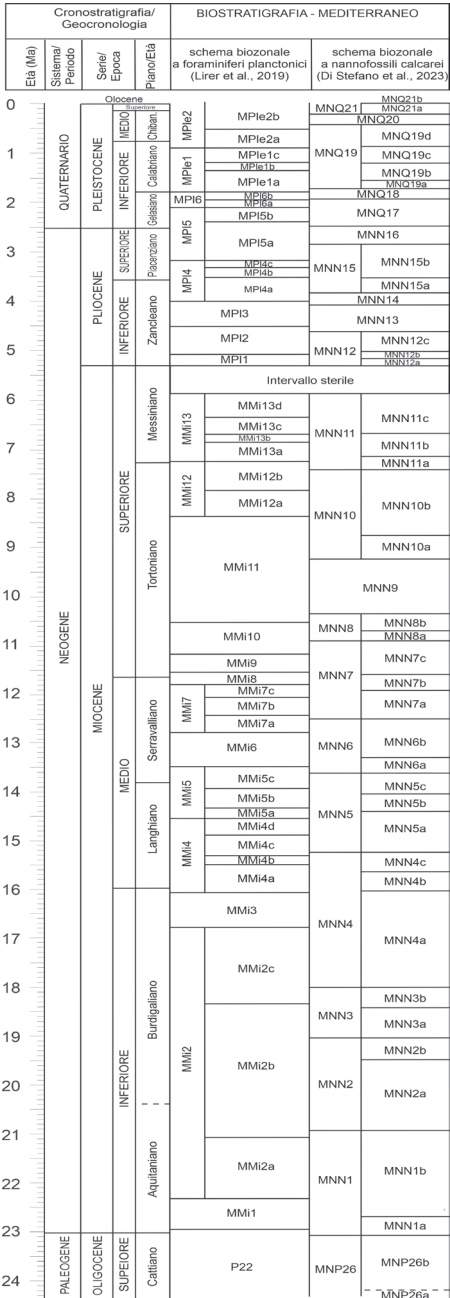


Fig. 12 - Confronto tra gli schemi a nannofossili e a foraminiferi planctonici proposti per il Mediterraneo (ridisegnato da Di STEFANO et alii, 2023).

no”, presenta una serie di apparati eccentrici dei cui prodotti molto spesso non è possibile ricostruire la posizione stratigrafica relativa. Vista la difficoltà di correlare tra loro i prodotti delle attività eccentriche del vulcano, si è utilizzata l’unità informale del “litosoma” per descrivere queste litologie isolandole su base morfologica, laddove l’espressione topografica conseguente l’attività eruttiva risulti particolarmente evidente e ben preservata (PASQUARÈ *et alii*, 1992; GALLUZZO *et alii*, 2009). Per formulare la legenda si è tenuto conto di quanto riportato nei Quaderni del Servizio Geologico d’Italia, serie III, in particolare del volume n. 15 (VITA *et alii*, 2022).

Il rilevamento delle aree vulcaniche ha teso a mettere in evidenza i caratteri distintivi delle principali formazioni, evidenziandone variazioni litologiche, di facies, di paragenesi mineralogica, di geometria e distribuzione dei depositi, siano essi di natura piroclastica che lavica. Per i depositi piroclastici, si sono effettuate osservazioni alla scala dell’affioramento, mettendo in evidenza il tipo di contatto, il rapporto tra clasti e matrice, le relazioni tra i clasti (*e.g.*, eventuali gradazioni, la presenza di strutture sedimentarie, *etc.*). Si è, inoltre, provveduto a osservare e descrivere in campo in maniera accurata la natura dei clasti, il loro aspetto morfoscopico e le dimensioni medie e massime. Sia per i frammenti juvenili che per quelli litici è stata accuratamente definita la paragenesi evidenziabile ad occhio nudo e con la lente. Dopo aver effettuato un congruo numero di queste descrizioni, si sono individuate le principali litofacies da utilizzare per le descrizioni più speditive. Per gli affioramenti di prodotti lavici, la descrizione è stata incentrata, laddove possibile, sulle evidenze che permettevano di ricostruire la geometria del corpo lavico e il tipo di fratturazione che lo interessava, per poi passare alla descrizione del campione alla scala macroscopica con considerazioni sulla paragenesi analoghe a quelle effettuate sui litici di natura lavica negli orizzonti piroclastici. Si è poi provveduto alla campionatura, avendo cura, soprattutto per le lave, di selezionare già in campo per quanto possibile, i prodotti che si presentavano più freschi e meno permeati da alterazione diffusa, che avrebbe compromesso i risultati delle fasi analitiche. Per quanto riguarda i depositi piroclastici, si sono prelevati numerosi campioni anche all’interno della stessa formazione, sia allo scopo di costituire la banca dati, sia a quello di poter selezionare meglio, grazie a una fase preliminare in laboratorio, quelli che apparivano più idonei per le successive analisi. Sono state effettuate datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sia su prodotti piroclastici che su lave, ed analisi petrochimiche su un elevato numero di campioni, dei cui risultati si darà conto in Tab. 1 e nel Titolo IX.

Il rilevamento dei depositi continentali quaternari ha seguito criteri di tipo morfostratigrafico ed è, quindi, proceduto di pari passo con l’analisi geomorfologica di basi cartografiche in scala 1:5.000 (CTR della Regione Campania). Per la ricostruzione dell’assetto stratigrafico del sottosuolo delle aree di pianura si è proceduto alla raccolta e reinterpretazione di dati di sottosuolo (stratigrafie di pozzi e

sondaggi), ottenuti dal database ISPRA relativo a pozzi e sondaggi ex L. 464/84 (<https://legge464webgis.isprambiente.it/VisualizzatoreLegge464>), da diversi enti territoriali e da liberi professionisti.

Una significativa mole di dati di sottosuolo relativa all'area di Riardo è stata resa disponibile nell'ambito della convenzione con la FERRARELLE S.p.A.; ciò ha reso possibile l'acquisizione di numerose stratigrafie di pozzi esplorativi e di estrazione di acqua delle concessioni Ferrarelle e Santagata. I dati dei circa 200 pozzi e sondaggi pregressi (Fig. 13), che hanno profondità variabili tra 20 e 200 m, sono stati organizzati in un database. In siti opportunamente selezionati, sono stati eseguiti due carotaggi; essi sono stati ubicati, rispettivamente, nelle piane di Alife (T1, profondità 80 m) e Presenzano (T2, profondità di 61,5 m); inoltre, la FERRARELLE S.p.A. ha reso disponibili per lo studio le carote di due sondaggi superficiali (profondità 32 m) eseguiti presso lo stabilimento Santagata (sondaggi T3 e T4; Fig. 13). I vincoli di età utili per l'inquadramento delle unità continentali sono stati ottenuti da correlazioni tefrostratigrafiche e datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, eseguite sui livelli piroclastici intercalati ai depositi quaternari. Inoltre,

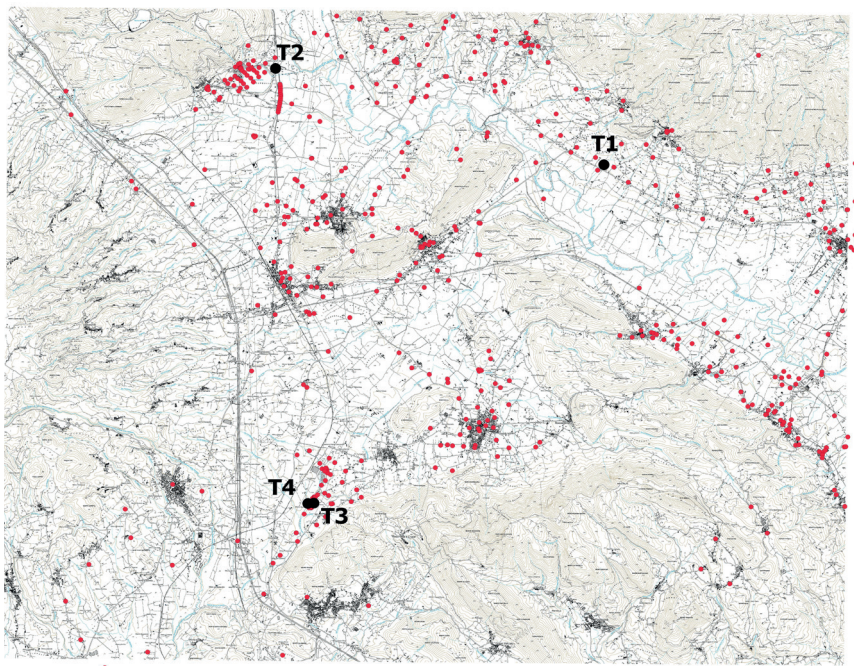


Fig. 13 - Ubicazione dei sondaggi pregressi e dei carotaggi analizzati (T1 - T4).

sono state eseguite datazioni U/Th su depositi di travertino rinvenuti in superficie e in sottosuolo. Infine, particolare attenzione è stata dedicata alla delimitazione, nell'ambito della piana del Volturno, dei depositi fluviali olocenici "terrazzati" da quelli riferibili a golene e barre. La distinzione è stata operata mediante l'analisi di dettaglio della topografia, eseguita anche facendo ricorso al tracciamento manuale (inferito da punti quotati) di isoipse con equidistanza 1 m. Tale elaborazione ha permesso di restituire una rappresentazione utile a delineare le dinamiche evolutive della pianura, seppure ad una scala non adeguata ai fini della delineazione di scenari di suscettibilità rispetto ai processi alluvionali.

2. - UNITÀ TETTONICA DEL MONTE MAGGIORE-MONTE CESIMA-MONTI DEL MATESE

2.1. - PREMESSA

L'impianto stratigrafico del substrato del Foglio "Teano" è dominato dalle successioni della Piattaforma Carbonatica Appenninica dell'Unità tettonica del Monte Maggiore-Monte Cesima-Monti del Matese. Le successioni sono rappresentate da litologie dolomitiche e calcaree, in prevalenza facies di piattaforma carbonatica interna e, localmente, facies di scarpata. La successione sedimentaria inizia dalla formazione della *dolomia superiore* (**DBS**) del Triassico Superiore *p.p.*, prosegue con i *Calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**), del Giurassico Inferiore *p.p.*, e con i *calcari oolitici ed oncolitici* (**CDO**) del Giurassico Inferiore *p.p.* - Giurassico Medio *p.p.*

La formazione dei *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**) giace al tetto della precedente e copre l'intervallo stratigrafico del Giurassico Medio *p.p.* - Giurassico Superiore *p.p.* La successione continua con i *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**) del Giurassico Superiore *p.p.* - Cretacico Superiore *p.p.*, all'interno dei quali sono stati distinti due membri (*membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate*, **CRQ₁**, e *membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate*, **CRQ₄**) e un orizzonte litostratigrafico caratterizzato da depositi bauxitici (*livello bauxitico*, **bx**). Ai **CRQ** seguono i *calcari a radiolitidi* (**RDT**) del Cretacico Superiore *p.p.* Da letteratura **RDT** passa a *calcari bio-litoclastici con rudiste* (**CBI**) del Cretacico Superiore *p.p.*, sebbene nel Foglio non affiorino la base e il tetto, così come accade per le sovrastanti *calcareniti con alveolinidi e nummulitidi* (**AEN**) dell'Eocene. A luoghi, **RDT** è anche ricoperto dai calcari di mare basso della *formazione di Trentinara* (**TRN**), con un'età compresa nell'Eocene inferiore. Più frequentemente **RDT** è ricoperto, in paraconformità, dai calcari di rampa carbonatica della *formazione di Cusano* (**CUS**), di mare basso, passanti lateralmente alla *formazione di Monte Crivari* (**RIV**), di scarpata, entrambe di età

Burdigaliano-Serravalliano *p.p.* Queste ultime passano verso l'alto alla *formazione di Longano (LNG)*, di mare profondo, del Serravalliano *p.p.* - Tortoniano medio. L'intera successione è ricoperta, in discordanza, dai depositi di *wedge-top basin* delle arenarie di Caiazzo (AIZ) del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore e dal gruppo di Altavilla (AL) del Messiniano superiore - Zancleano *p.p.*

2.2. - DOLOMIA SUPERIORE (DBS)

Dolomie cristalline stratificate (Fig. 14a), a luoghi con evidente tessitura criptoalgaie con stromatoliti ed oncoliti. Localmente sono presenti banchi massivi spessi 1-2 m. Si riconoscono strutture da disseccamento nonché cavità tipo *bird-eye*. Il limite inferiore non è in affioramento. Passano verso l'alto ai *Calcari a Palaeodasycladus (CPL)* attraverso un incremento graduale della frazione calcarea a scapito di quella dolomitica. Frequentemente la dolomia è intensamente fraturata, particolarmente in prossimità di faglie principali, generando la cosiddetta "farina di dolomia".

Affiora prevalentemente nel settore nord-orientale del Foglio, in corrispondenza dei Monti del Matese, ma è esposta anche a nord di Presenzano (Monte Cavallo) e nei dintorni di Rocchetta e Croce. Oltre ad oncoidi, talora si rinvencono macrofossili tra cui piccoli gasteropodi, poriferi a scheletro calcareo e coralli (Fig. 14b). I foraminiferi sono rappresentati da piccoli textulariidi, nodosaridi ed involutinidi. Maggiormente rappresentati sono i talli di cianobatteri (*Polytrichella fruticosa* SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1983, e *Garwoodia maxima* DRAGASTAN 1989) alghe verdi dasycladali con rare *Griphoporella curvata* (GÜMBEL 1872) PIA 1915; Fig. 14c). Ambiente di piattaforma carbonatica interna. Spessore massimo in affioramento di circa 700 m.

NORICO - RETICO

2.3. - CALCARI A PALAEODASYCLADUS (CPL)

Calcareniti e calcilutiti grigio scure e nocciola, bioclastiche, talora peloidali e oncolitiche e rare intercalazioni di dolomie, in strati di spessore compreso tra 30 e 70 cm. I macrofossili più abbondanti sono gasteropodi (con frequenti nerineidi) e lamellibranchi, talora poriferi e resti di echinidi. I termini più bassi hanno un contenuto micropaleontologico scarso costituito da *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922), *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT 1957 e sifoalvuline. Più in alto i microfossili divengono sempre più abbondanti e diversificati, con *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE 1988, *Duotaxis metula* KRISTAN 1957, *Meandrovoluta asiagoensis* FUGAGNOLI, GIANNETTI & RETTORI 2003, *Palaeodasycladus anae* (SOKAČ 1988) SOKAČ 2001, *P. mediterraneus* var. *heraki* (SOKAČ

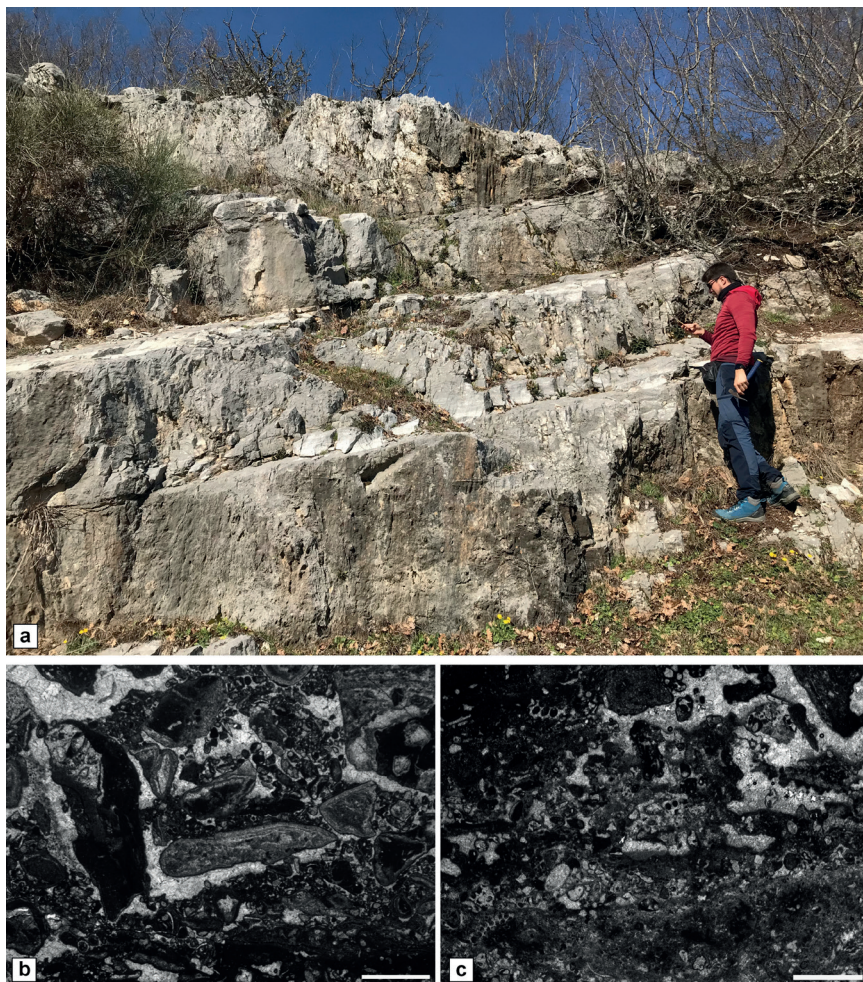


Fig. 14 - dolomia superiore (**DBS**). (a) Foto di affioramento della dolomia in facies stratificata (loc. Monte San Leonardo). Microfotografie di sezioni sottili: (b) packstone-grainstone ad oncoidi. Campione R02, loc. Rocchetta, età: probabile Norico. Scala = 1 mm. (c) boundstone stromatolitico. Particolare con oncoidi, *Griphoporella curvata* (GÜMBEL 1872) PIA 1915 e involutinidi ricristallizzati. Campione R05, loc. Rocchetta, età: probabile Retico. Scala = 1 mm.

& NIKLER 1966) SOKAČ 2001 (Fig. 15a,b) e *P. mediterraneus* (PIA 1920) PIA 1927 (Fig. 15c). Successivamente prevalgono le alghe dasycladali rappresentate per lo più da *P. mediterraneus* (PIA 1920) PIA 1927 e *P. elongatulus* (PRATURLON 1964) e foraminiferi come *Lituosepta recoarensis* CATI 1959, *Palaeomayncina termieri* (HOTTINGER 1967), *Planisepta compressa* (HOTTINGER 1967), *Amijiella amiji*

(HENSON 1948), *Haurania deserta* HENSON 1948, *Orbitopsella primaeva* (HENSON 1948) e *O. praecursor* GÜMBEL 1872. Nella parte alta sono presenti gusci di lamellibranchi di grosse dimensioni della “*facies a Lithiotis*” Auctt. (Fig. 16). Questo livello non è stato distinto cartograficamente.

La formazione affiora estesamente lungo le pendici meridionali di M. Maggiore tra Rocchetta e Croce, in piccoli lembi nell'area del Matese, a nord di Presenzano, nei dintorni di Vairano Patenora e Vairano scalo e Pietravairano, tra Riardo e Giano Vetusto (Monte La Costa) ed a est di Formicola.

Ambiente di piattaforma carbonatica interna. Il limite inferiore è graduale con la *dolomia superiore* (DBS), quello superiore è concordante con i *calcari oolitici ed oncolitici* (CDO). Lo spessore in affioramento varia tra circa 250 e 350 m.

HETTANGIANO - TOARCIANO inferiore *p.p.*

2.4.- CALCARI OOLITICI ED ONCOLITICI (CDO)

Calcari bianchi oolitici ed oncolitici (Fig. 17) e calcari detritici e pseudoolitici di colore grigio avana e nocciola con intercalazioni di dolomie grigio giallastre, in strati di spessore tra 30 e 100 cm. Si rinvencono talora livelli ricchi in gasteropodi. Nella parte bassa sono presenti calcareniti oolitiche. Dolomie biancastre saccaroidi e a luoghi farinose, calcari talora parzialmente dolomitizzati e calcari, generalmente di colore grigio, variabile tra il chiaro e lo scuro. Tra i microfossili più significativi si riscontra *Holosporella siamensis* PIA 1930 (Fig. 18a,b); *Bosniella croatica* (GUŠIĆ 1969; Fig. 18c), *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI, 1962 e *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE 1977).

I macrofossili sono generalmente rappresentati da gasteropodi nerineidi e coralli. Affiora, come i *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL), nell'area del Matese, a nord di Presenzano, nei dintorni di Vairano Patenora e Vairano scalo e Pietravairano, tra Riardo e Giano Vetusto (Monte La Costa), tra Rocchetta e Croce ed a est di Formicola (Monte Friento).

Ambiente di piattaforma esterna evolvente verso l'alto a piattaforma interna o rampa. Il limite inferiore è concordante con CPL, quello superiore è concordante con i *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (CCM). Lo spessore varia tra 150 e 350 m.

TOARCIANO inferiore *p.p.* - CALLOVIANO *p.p.*

2.5. - CALCARI CON CLADOCOROPSIS E CLYPEINA (CCM)

Calcari grigi e grigio scuri in strati medi e spessi, talora in banchi, con intercalazioni di calciruditi a grossi oncoliti (Fig. 19a) e intraclasti, e localmente

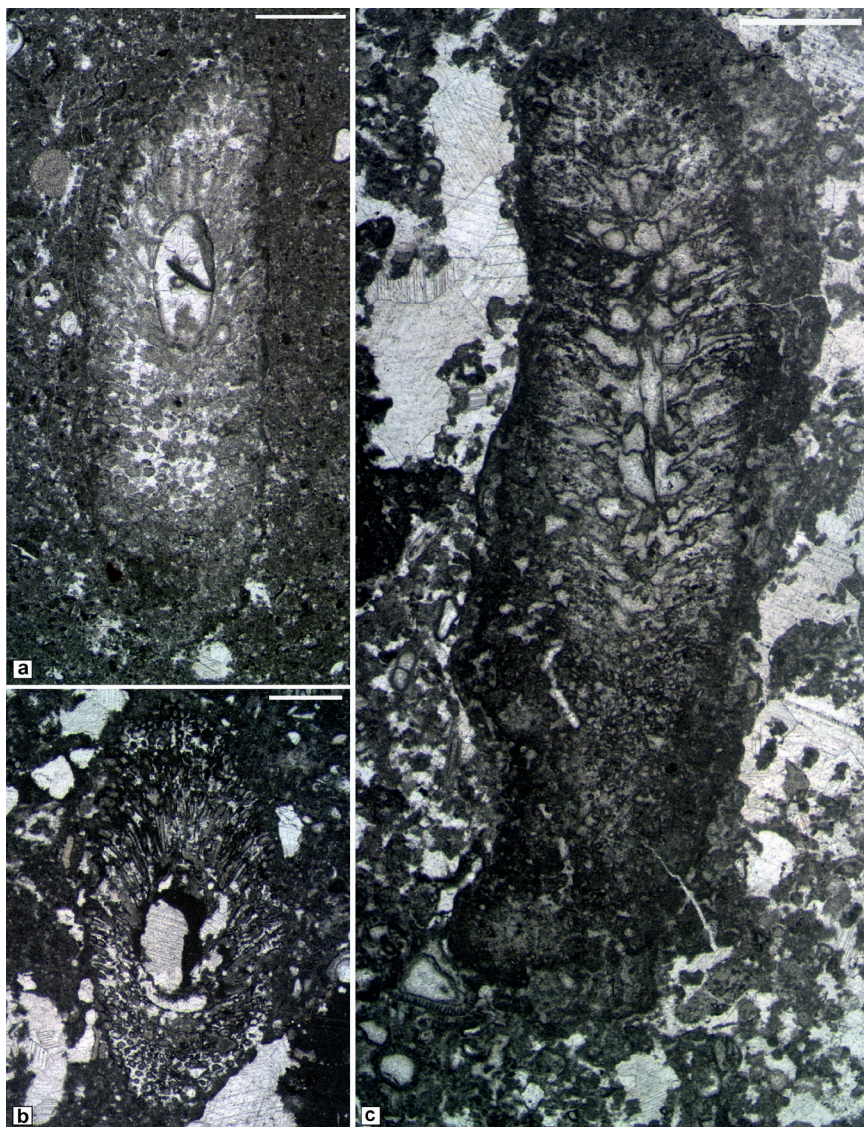


Fig. 15 - Microfotografie di sezioni sottili di Calcarei a Palaeodasycladus (*CPL*). (a) *Palaeodasycladus mediterraneus* var. *herakii* (SOKAČ & NIKLER 1966) SOKAČ 2001, sezione obliqua. Wackestone. Campione R09, loc. Rocchetta, età: Sinemuriano. Scala = 0,5 mm. (b) *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA 1920) PIA 1927, sezione obliqua. Wackestone-packstone. Campione R11, loc. Rocchetta, età: Sinemuriano. Scala = 0,5 mm. (c) *Palaeodasycladus anae* (SOKAČ 1988) SOKAČ 2001, sezione obliqua. Packstone. Campione R12, loc. Rocchetta, età: Sinemuriano. Scala = 0,5 mm.



Fig. 16 - Livello di calcari ricchi in *Lithiotis* (loc. Colle Aruta).



Fig. 17 - Calcari bianchi con oncoliti (**CDO**) (loc. Marro della Femina).

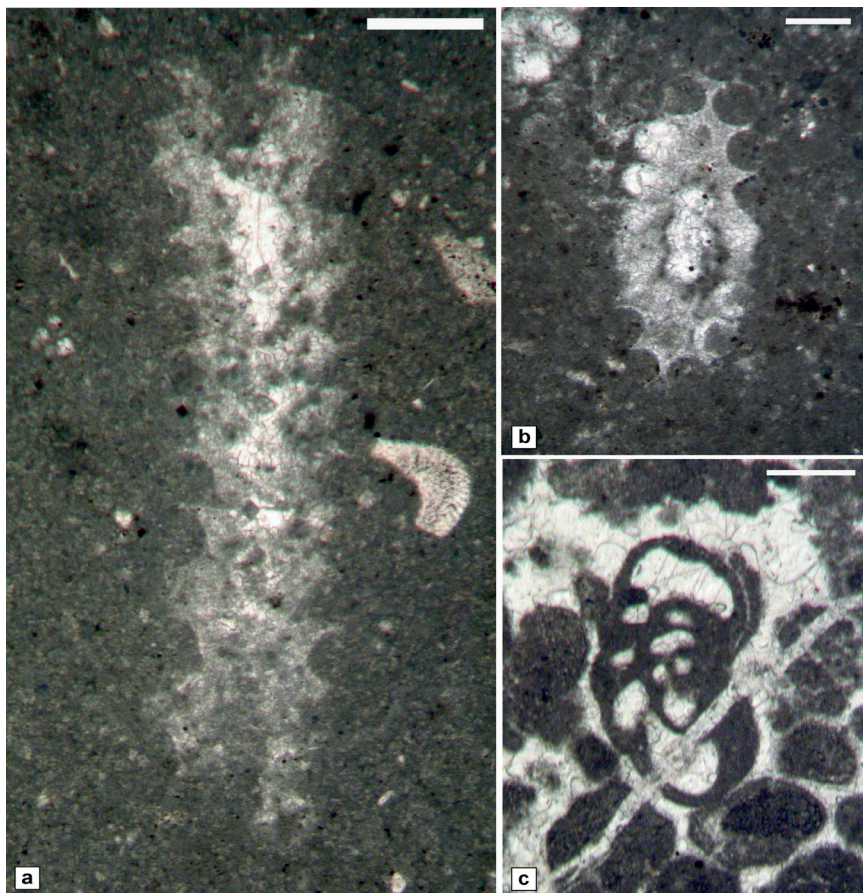


Fig. 18 - Microfotografie di sezioni sottili di calcari oolitici ed oncolitici (CDO). (a) *Holosporella siamensis* PTA 1930, sezione longitudinale. Packstone. Campione P3, loc. Monte Cesima, età: probabile Aaleniano. Scala = 0,2 mm. (b) *Holosporella siamensis* PTA 1930, sezione obliqua. Packstone. Campione P3, loc. Monte Cesima, età: probabile Aaleniano. Scala = 0,2 mm. (c) *Bosniella croatica* (Gušić 1969), sezione obliqua. Packstone. Campione P4, loc. Monte Cesima, età: probabile Aaleniano. Scala = 0,2 mm.

di calcareniti oolitiche. Sono presenti anche dolomie biancastre saccaroidi e a luoghi farinose, calcari talora parzialmente dolomitizzati e calcari, generalmente di colore grigio, variabile tra il chiaro e lo scuro. I macrofossili più comuni sono gasteropodi nerineidi e *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907. I microfossili sono costituiti da alghe dasicladali come *Aloisalthella sulcata* (ALTH 1882) (= *Clypeina jurassica* FAVRE 1932) (Fig. 19b), *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953, e *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954), e foraminiferi come *Pfenderella arabica* REDMOND 1964, *Praekurnubia crusei* REDMOND 1966, *Kurnubia palastiniensis*

HENSON 1948, *Parurgonina caeliniensis* CUVILLIER FOURY & PIGNATTI-MORANO 1968, valvulinidi, textularidi e rari miliolidi. Affiora nell'estremità nord-occidentale del Foglio (M. Cesima), lungo la dorsale di Pietravairano, nei dintorni di Riardo fino a Giano Vetusto (M. Frattello).

Ambiente di piattaforma interna con sporadici episodi di alta energia. Il limite inferiore è concordante con i *calcari oolitici ed oncolitici (CDO)*, in alto si passa per alternanze alla formazione dei *calcari con requenie e gasteropodi (CRQ)*. Lo spessore è circa 350 m.

CALLOVIANO *p.p.* - TITONIANO *p.p.*

2.6. - CALCARI CON REQUENIE E GASTEROPODI (CRQ)

Calcari biancastri e grigi oolitici e pseudoolitici con intercalazioni di crostoni dolomitici e loferiti a tessitura criptoalgale, si alternano a calcilutiti a dasicladali e a miliolidi, calcareniti bioclastiche e calciruditi fango- o granulo-sostenute a requenidi e gasteropodi con frequenti intraclasti policromi, e subordinatamente calcari dolomitici e dolomie loferitiche (Fig. 20a). Nella parte bassa prevalgono calcilutiti e calcareniti grigie in strati da sottili a medi alternate a frequenti livelli con gasteropodi e a calcilutiti con cavità di dissoluzione. Nella parte media, sono comuni calcari dolomitici e loferitici alternati a calcareniti grigio chiaro peloidali e/o bioclastiche e calcilutiti a grossi miliolidi. In queste ultime s'intercalano corpi, a luoghi lenticolari, di calciruditi a requenidi e gasteropodi e di brecce policrome a matrice marnosa giallo-verdognola. Nella parte alta prevalgono calcari bioclastici ad alveolinidi e livelli di dolomie laminate intercalate a argille residuali e livelli bauxitici.

Affiora diffusamente in tutti i rilievi carbonatici rilevati nel Foglio tranne che nell'area del M. Matese dove si rinviene soltanto un modesto lembo nel settore nord-orientale. A Monte Calabrese-Monte Briccelle (settore SO del Foglio) si rilevano calcareniti e calcilutiti di colore grigio chiaro in strati di spessore di 30-60 cm, tessitura *packstone/grainstone*, contenenti foraminiferi, tra cui miliolidi, resti di gasteropodi e subordinatamente requenidi.

Le forme più significative dal punto di vista biostratigrafico sono: *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953, *Favreina salevensis* (PAREJAS 1948), *Pseudoclypeina? crnogorica* RADOIČIĆ 1972 (Fig. 20b), *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA 1890) (Fig. 7c), *Trocholina alpina* (LEUPOLD 1935) e *Selliporella neocomiensis* (RADOIČIĆ 1963), nella parte bassa della formazione, e *Campanellula capuensis* DE CASTRO 1964, *Vercorsella camposauri* (SARTONI & CRESCENTI, 1962), *V. laurenti* (SARTONI & CRESCENTI, 1962), *V. scarsellai* (DE CASTRO 1964), *Praturlonella danilovae* (RADOIČIĆ 1968), *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ 1902) e *S. melitae* RADOIČIĆ 1967 nella parte intermedia, inoltre *S. dinarica* RADOIČIĆ 1959, *Archae-*

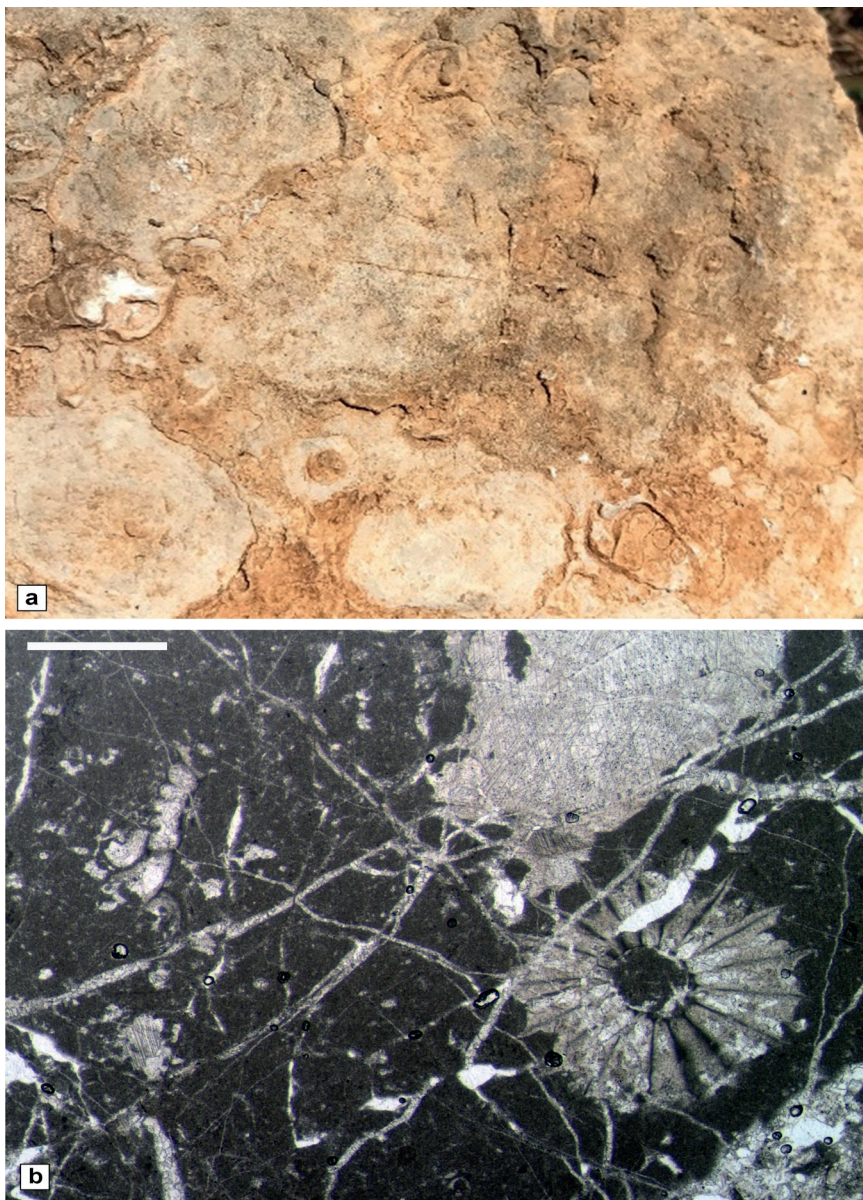


Fig. 19 - (a) Calcarei con grossi oncoliti (**CCM**) (loc. Marro della Femina). (b) Microfotografia di sezione sottile di calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**). Wackestone ad *Aloisalthella sulcata* (ALTH 1882). Campione R06, loc. Rocchetta, età: probabile Titoniano. Scala = 0,5 mm.

alveolina reicheli (DE CASTRO 1966), *Akaya minuta* (HOFKER), *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI 1979, *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA 1972, *Pseudorhapidionina dubia* (DE CASTRO 1965), *Sellialveolina vialli* COLALONGO 1963, *Cisalveolina lehneri* REICHEL 1941 e *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL 1872) nella parte alta. Tra i macrofossili si riconoscono, nella parte basale, *Cryptoplocus depressus* (VOLTZ 1836) e *Nerinea* sp., in quella alta *Caprina douvillei* PAQUIER, *Multiptyxis praepleuriaui* DELPEY, *Pchelinsevia coquandiana* (D'ORBIGNY), *P. blancheti* (PICTET & CAMPICHE), *Aptyxiella libanotica* DELPEY, *Eunerinea pauli* (PARONA), *Eoradiolites* sp., *Microschyza* cf. *heybroekei* DELPEY.

Nella formazione sono stati distinti due membri (*membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate*, **CRQ₁**, e *membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate*, **CRQ₄**) e, dove presente, un orizzonte litostratigrafico caratterizzato da depositi bauxitici (*livello bauxitico*, **bx**). Il membro **CRQ₁** è parzialmente eteropico con la parte bassa di **CRQ**. Il suo limite stratigrafico inferiore è per alternanza con la formazione dei calcari a *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**). Il membro **CRQ₄**, posto nella parte alta, è discontinuo ed eteropico con il *livello bauxitico* (**bx**); entrambi passano superiormente tramite un contatto paraconforme a calcari a radiolitidi **RDT**.

La formazione **CRQ** presenta una notevole variabilità di ambienti deposizionali. Generalmente l'ambiente deposizionale è di piattaforma interna, con settori con maggiore energia dove si è deposto il *membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate* (**CRQ₁**) e *grainstone* corrispondenti a *shoal* carbonatici o periscogliera, come gli affioramenti non cartografabili di Montagna di Bruno (settore nord-orientale del Foglio) che contengono caratteristicamente *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBACHIK 1971) e *Mohlerina basiliensis* (MOHLER 1938). Nella parte alta sono presenti il *livello bauxitico* (**bx**) che indica un ambiente continentale e il *membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate* (**CRQ₄**) che indica condizioni di ambiente di piattaforma interna. Lo spessore complessivo è circa 600 m.

TITONIANO *p.p.* - TURONIANO *p.p.*

2.6.1. - *membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate* (**CRQ₁**)

Calcari, calcari dolomitici e dolomie di colore grigio, in strati da medi a spessi. Presenza di calcareniti con ooliti fibroso-raggiate, calciliti a dasicladali, laminiti stromatolitiche (Fig. 21). Macrofauna a gasteropodi, tra i quali nerinee e bivalvi. Microfauna con *Aloisalthella sulcata* (ALTH 1882) (= *Clypeina jurassica* FAVRE 1932), *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953, *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954) e *Trocholina* sp.

Affiora esclusivamente a nord di Presenzano (loc. I Piloni). Questo membro è parzialmente eteropico con la parte bassa di **CRQ** e passa per alternanza alla sot-

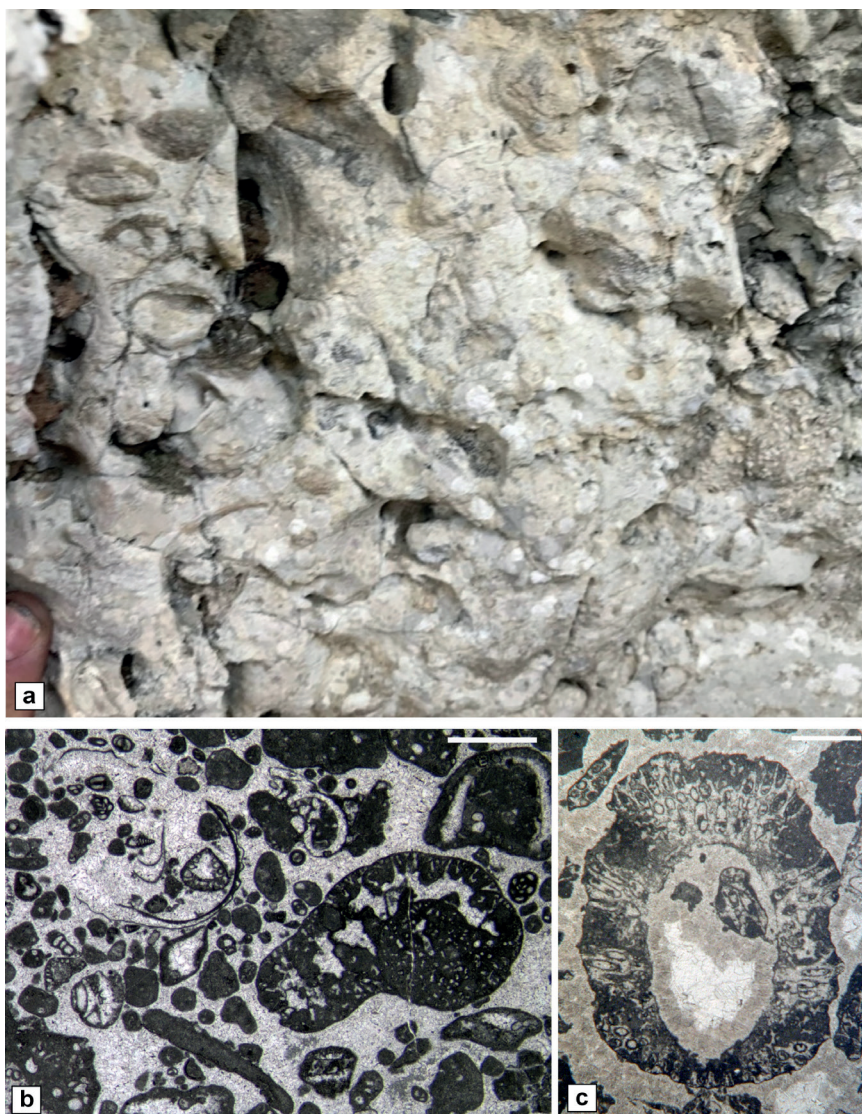


Fig. 20 - (a) calcari con requenie e gasteropodi (**CRQ**) in località Marro dell'Arco. (b) Microfacies con *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA 1890) e trocoline tra cui *Trocholina* cf. *alpina* (LEUPOLD 1935). Grainstone. Campione TM10, loc. Montagna di Bruno, età: Berriasiano. Scala = 1 mm. (c) Microfotografia in sezione sottile di calcari con requenie e gasteropodi (**CRQ**). *Pseudoclypeina*? *crnogorica* RADOIČIĆ 1975, sezione obliqua. Grainstone. Campione B1x, loc. Montagna di Bruno, età: Berriasiano. Scala = 1 mm.

tostante formazione dei *calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)*. Spessori massimi di 100 m.

TITONIANO *p.p.* - BERRIASIANO/VALANGINIANO

2.6.2. - livello bauxitico (bx)

Depositi bauxitici costituiti da silt rossicci e talora con grosse tasche di sedimento argilloso rosso vivo, stratiformi o lentiformi, generalmente ben litificati (Fig. 22a), a luoghi passanti lateralmente a brecce calcaree con cemento rossastro e giallastro (Fig. 22b).

Affiora in orizzonti discontinui lungo la dorsale di M. Maggiore, ad ovest di Baia e Latina, di Dragoni, a nord di Formicola e a SE di Liberi. Il *livello bauxitico (bx)* è eteropico con **CRQ₄**, in basso presenta un contatto erosivo con **CRQ** men-



Fig. 21 - calcari con requenie e gasteropodi - membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiati (**CRQ₁**) (loc. Taverna San Felice).

tre passa verso l'alto a *calcari a radiolitidi* (**RD**) tramite un limite paraconforme. Le caratteristiche litologiche evidenziano un ambiente di piattaforma interna soggetta a periodiche emersioni. Spessore variabile fino a 2 m.

ALBIANO *p.p.* - TURONIANO *p.p.*

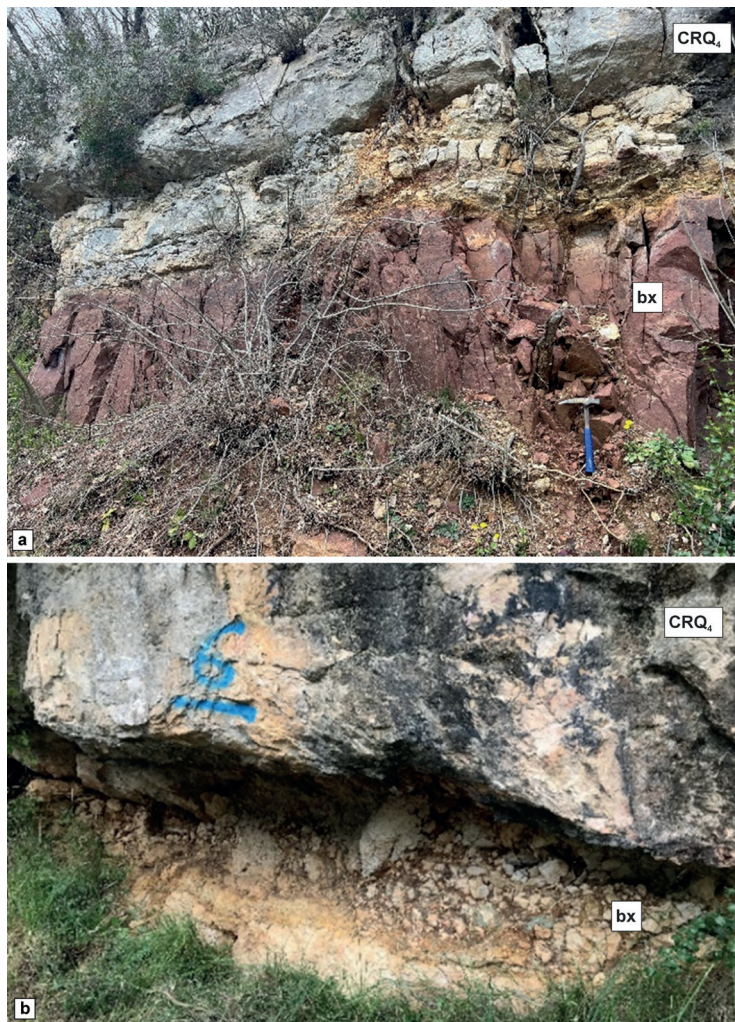


Fig. 22 - Foto di affioramenti del livello bauxitico (**bx**), (a) loc. Liberi e (b) facies conglomeratica con argille residuali (loc. Treglia).

2.6.3. - membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (CRQ₄)

Calcilutiti peloidali di colore avana in strati da medi a spessi, alternate a calcareniti bioclastiche nocciola ad alveolinidi, talora con presenza di clasti neri e piccoli noduli di selce (Fig. 23a).

La base dell'unità è caratterizzata da calcilutiti laminate, e calcareniti a *Pseudonummoloculina aurigerica* CALVEZ 1988, *Pseudorhapidionina dubia* (DE CASTRO 1965), *Sellialveolina vialli* COLALONGO 1963 (Fig. 23b), *Palaeocornuloculina triangularis* CHIOCCHINI 2008, *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY 1839, *Cisalveolina lehneri* REICHEL 1941 e *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL 1872; Fig. 23c).

Verso l'alto, sono presenti strati di dolomie grigiastre e giallastre con bande stromatolitiche. A differenti livelli stratigrafici si rinvencono ostreidi. CRQ₄ è eteropico con il livello bauxitico (bx).

Affiora nel settore centro- e sud-orientale del Foglio, tra Pietramelara, Formicola e la valle del Fiume Volturmo oltre a modesti affioramenti nei dintorni di Giano Vetusto e Calvi Risorta. Ambiente di piattaforma interna. Il limite stratigrafico superiore è paraconforme con i calcari a radiolitidi (RDT). Lo spessore in affioramento è variabile fino a superare i 100 m.

ALBIANO p.p. - TURONIANO p.p.

2.7. - CALCARI A RADIOLITIDI (RDT)

Calcari grigio scuri e subordinatamente dolomie e calcari dolomitici, costituiti da calcareniti e calcilutiti, in strati da medi a spessi e banchi con base netta talora erosiva. I macrofossili più comuni sono le rudiste rappresentate prevalentemente da radiolitidi e ippuritidi, spesso in livelli lentiformi gremiti di frammenti di gusci (Fig. 24a). In alcuni livelli i gusci interi, che possono raggiungere anche grosse dimensioni, fino a 20-30 cm, sono disposti senza orientazioni preferenziali; talora si ritrovano in posizione di crescita. Sono presenti inoltre coralli, gasteropodi e frammenti e radioli di echinodermi.

La microfauna è costituita da ostracodi, miliolidi e thaumatoporelle sferiche e cilindriche, e risulta abbastanza diversificata nei livelli a granulometrie fini ed è pressoché assente nei livelli ricchi in rudiste.

La formazione si rinviene diffusamente nel settore centro- e sud- orientale del Foglio, tra Calvi Risorta, Pietravairano ed Alvignano e in una esposizione tra Raviscanina e Sant'Angelo d'Alife.

I foraminiferi più comuni sono *Scandonea mediterranea* (DE CASTRO 1971; 24b), *Accordiella conica* (FARINACCI 1962; 24c), *Nummuloculina robusta* TORRE 1967, *Moncharmontia appenninica* (DE CASTRO 1966), *M. compressa* (DE CASTRO 1966), *Murgeina apula* (LUPERTO- SINNI 1968), *Dictyopsella aff. cuvil-*

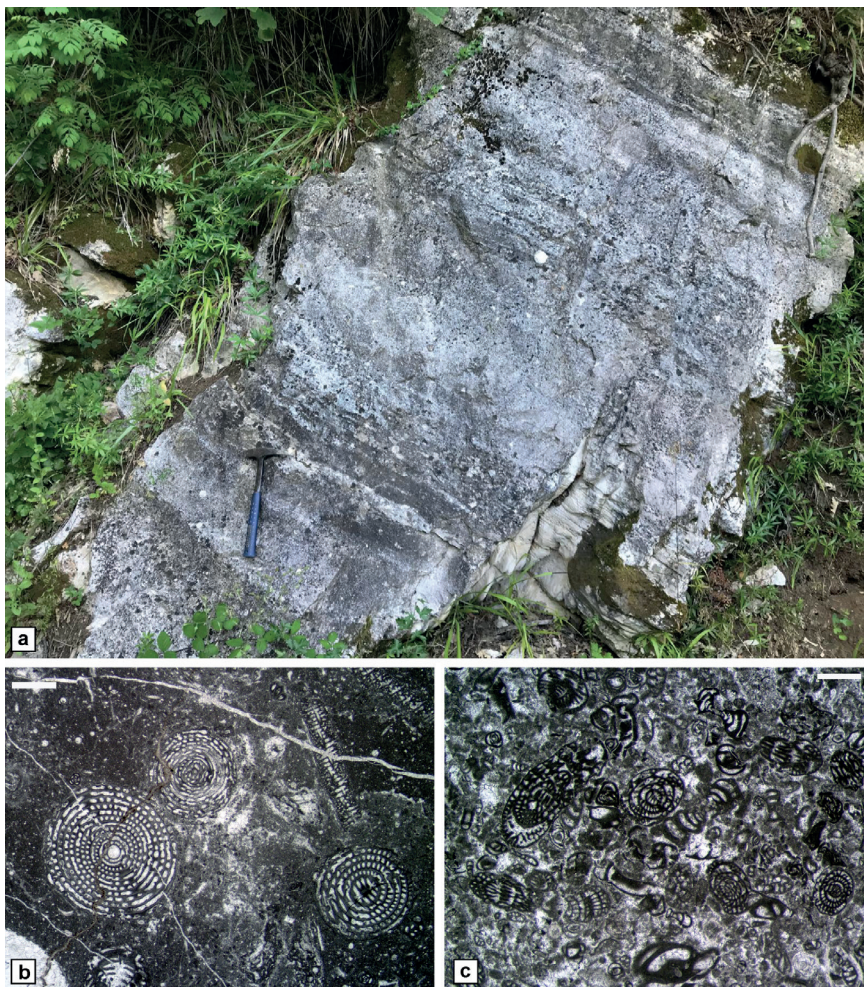


Fig. 23 - membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminare (**CRQ₄**). (a) foto di un affioramento presso Monte La Scopella. (b) Microfacies con *Cisalvelina fraasi* GÜMBEL 1872 e *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS 1887. Packstone. Campione EP199, loc. Le Coste, età: Cenomaniano superiore. (c) microfacies in sezione sottile con *Sellialveolina vialii* COLALONGO 1963, *Cuneolina pavonia parva* HENSON 1948 e probabile *Palaeocornuloculina triangularis* CHIOCCHINI 2008. Packstone. Campione EP112, loc. Liberi, età: Cenomaniano inferiore. Scala = 0,5 mm. Scala = 1 mm.

lieri GENDROT 1968, *Reticulinella fleuryi* CVETKO, GUŠIĆ & SCHROEDER 1997, *Braciana jelaskai* SCHLAGINTWEIT & CVETKO TEŠOVIĆ 2017, *Paracoskinolina klokovaensis* SCHLAGINTWEIT 2021, *Nezzazzata simplex* OMARA 1957, *Stensioei-*

na surrentina TORRE 1967, *Rotorbinella lepina* CONSORTI, FRIJIA & CAUS 2017, *Rotalispira scarsellai* (TORRE 1967), *Rotalispira maxima* CONSORTI, FRIJIA & CAUS 2017, *Cuneolina pavonia* (D'ORBIGNY 1846) e *Dicyclina schlumbergeri* (MUNIER- CHALMAS 1887), talora si riscontra *Keramosphaerina tergestina* (STACHE 1889; 24d).

Le alghe sono rappresentate da *Decastronema kotori* (RADOIČIĆ 1959), *Sgrossoella partenopeia* DE CASTRO 1969, talli irregolari, sferici e cilindrici di *Thaumatooporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922; 24e), *Decastronema barattoloi* (DE CASTRO 1987) e *Clypeina* sp.

Tra i macrofossili oltre alle rudiste (prevalentemente radiolitidi), si incontrano demosponge (e.g. *Cladocoropsis* sp.) e rari coralli. A Monte Maro presso Sparanise, i termini più alti della formazione contengono *Fleuryana adriatica* DE CASTRO, DROBNE & GUŠIĆ 1987, per una decina di metri. Sempre a M. Maro, ancora al di sopra gli strati calcarei appaiono di colore nocciola, micritici, spesso con caratteristiche nodulari.

L'associazione micropaleontologica contiene frequenti discorbidi, *Moncharmontia appenninica* (DE CASTRO 1966), oltre a *Fleuryana adriatica* DE CASTRO, DROBNE & GUŠIĆ 1987 e *Decastronema kotori* (RADOIČIĆ 1959), con età riferibile al Campaniano inferiore.

Il limite inferiore è paraconforme con il *membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (CRQ₄)*, e con il *livello bauxitico (bx)*. Il limite superiore è paraconforme con la *formazione di Cusano (CUS)* a Morrone San Nicola e Monte Demonio, mentre a Monte Maro con la *formazione di Trentinara (TRN)*.

Ambiente di piattaforma ristretta evolvente a rampa aperta con elevata energia. Lo spessore in affioramento di **RDT** può superare i 600 m.

TURONIANO ? - CAMPANIANO *p.p.*

2.8. - CALCARI BIO-LITOCLASTICI CON RUDISTE (CBI)

Calcareniti e calciruditi grigio chiare, biancastre, in strati da 30 a 70 cm, bioclastiche con frammenti di rudiste (radiolitidi e ippuritidi), ostreidi e altri bivalvi (Fig. 25); questi depositi assumono spesso un caratteristico aspetto saccaroide ("calcari pseudosaccaroidi bianchi" o "calcari cristallini" *Auctt.*). Talora si ritrovano intercalazioni di calcareniti e calciruditi bioclastiche ad elementi isorientati e fluitati, in strati non più spessi di 30 cm.

A varie altezze breccie lenticolari in strati di spessore variabile fino a circa 1 m con litoclasti da subarrotondati a spigolosi di dimensione variabile da qualche centimetro a massimo 30 cm provenienti dalle successioni cretache sottostanti. Affiora ad ovest di Presenzano (Monte Cesima).

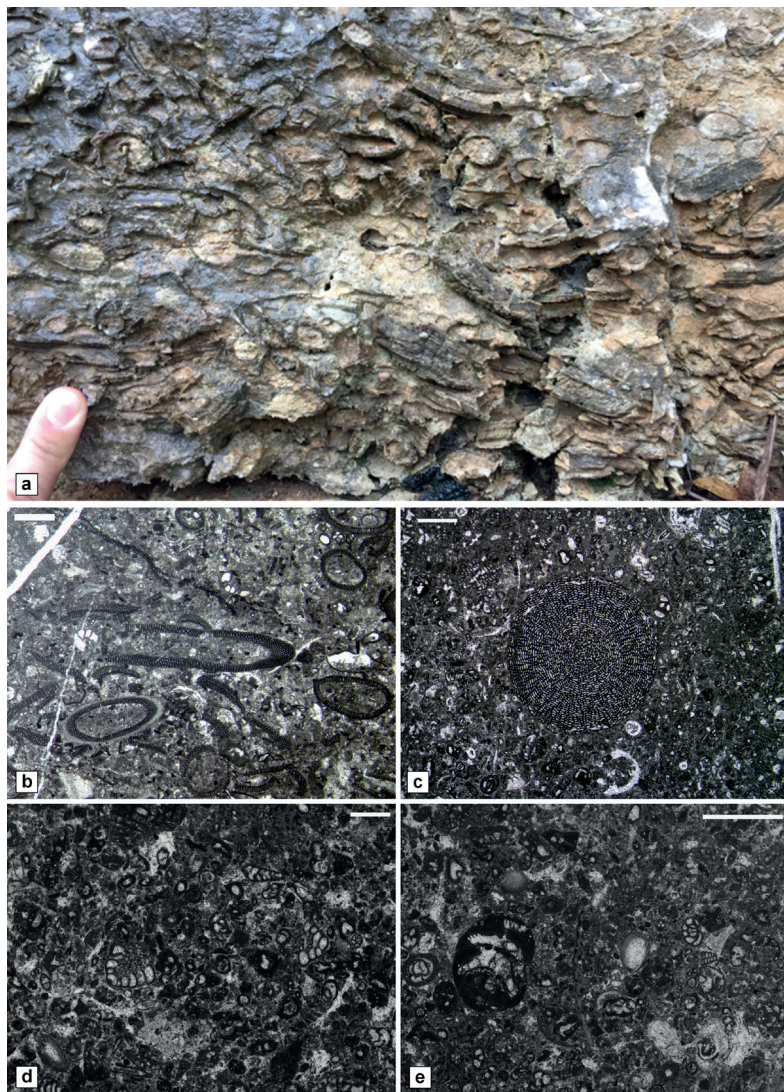


Fig. 24 - (a) Foto di affioramento di calcari a radiolitidi (**RD**T) (loc. Liberi). Microfotografie di sezioni sottili di calcari a radiolitidi (**RD**T): (b) Microfacies con *Scandonea mediterranea* DE CASTRO 1974, *Thaummatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) e *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO 1966). Packstone. Campione EP234, loc. Pizzo Maiulo, età: intervallo Coniaciano- Santoniano. Scala = 1 mm. (c) microfacies con *Accordiella conica* FARINACCI 1962 e *nubeculariidi*. Packstone. Campione EP234, loc. Pizzo Maiulo, età: intervallo Coniaciano- Santoniano. Scala = 0,5 mm. (d) Microfacies con *Keramosphaerina tergestina* (STACHE 1889). Wackestone-packstone. Campione EP234, loc. Pizzo Maiulo, età: probabile Santoniano. Scala = 1 mm. (e) Microfacies con *Thaummatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) di forma cilindrica. Packstone. Campione EP25, loc. Monte Serrone, età: intervallo Coniaciano-Santoniano. Scala = 1 mm.



Fig. 25 - Breccie calcaree bioclastiche dei calcari bio-litoclastici con rudiste (CBI) (loc. Marro dell'Arco).

Limite stratigrafico superiore e inferiore non affiorante. Ambiente di margine di piattaforma caratterizzato da differenti modalità di trasporto e rimaneggiamento del sedimento. Spessore non inferiore a 150 m.

CAMPANIANO *p.p.* - MAASTRICHTIANO

2.9. - FORMAZIONE DI TRENTINARA (TRN)

Calcarei prevalentemente micritici da grigio chiaro ad avana, più raramente biancastri, in strati spessi in genere 20-30 cm; calcari nodulari in strati sottili costituiti da livelli amalgamati (Fig. 26). I macrofossili sono rappresentati soprattutto da gasteropodi turbinati a guscio sottile. Più raramente sono presenti gusci di bivalvi. Le associazioni a microfossili sono spesso scarsamente fossilifere e contengono ostracodi, talora con frequenti foraminiferi bentonici ed alghe verdi. Le associazioni a foraminiferi sono tipicamente dominate da miliolidi, peneropliidi e soritidi. In particolare, l'abbondanza di forme riferibili al genere *Spirolina* è un carattere tipico di questa formazione associata a *Cribrbulimina* sp., *Pfendericonus makarskae* (VAN SOEST 1941), rotalidi e rare alveolinidi. Le alghe sono rappresentate da girogoniti di carofite (Fig. 26a) e da *Clypeina bucuri* BARATTOLO & ROMANO 2002 e *Clypeina lucana* BARATTOLO & ROMANO 2002 (Fig. 26b).

La formazione è stata rinvenuta solo a Monte Maro, a nord di Sparanise. I termini affioranti corrispondono alla porzione inferiore della formazione riferibile all'Eocene inferiore. Essa affiora in paraconcordanza sui calcari a radiolitidi

(RDT). Le litofacies presenti indicano deposizione in un ambiente di piattaforma interna in condizioni di salinità marina normale, o in un ambiente ipoalino di tipo salmastro con episodi di emersione. SGROSSO (1964) segnala esigui lembi di terreni paleocenici nei dintorni di Pietravairano (versante SO di Montagna di Bruno) riferibili presumibilmente a questa formazione. Tali lembi non sono emersi con il nuovo rilevamento.

Lo spessore affiorante in quest'area è di alcuni metri. Il limite inferiore è paraconforme con *calcarei a radiolitidi* (RDT), il limite superiore è paraconforme con la formazione di Cusano (CUS; Fig. 26c).

YPRESIANO

2.10. - CALCARENITI CON ALVEOLINIDI E NUMMULITIDI (AEN)

Calcareniti biancastre e brecciole carbonatiche in strati da 30 a 50 cm. Affiora soltanto lungo l'estremità settentrionale del Foglio, a nord di Presenzano. L'am-

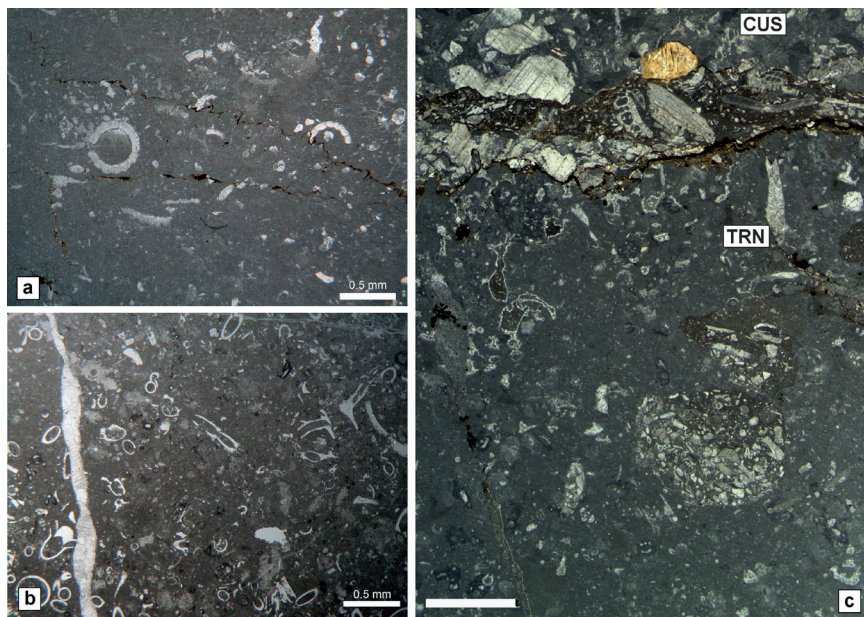


Fig. 26 - Microfotografie di sezioni sottili della formazione di Trentinara (TRN). (a) Microfacies con girogoniti di carofite. Wackestone. Campione M17a, loc. Monte Maro, età: probabile Eocene inferiore. Scala = 0,5 mm. (b) Microfacies con *Clypeina lucana* BARATTOLO & ROMANO 2002 e *Clypeina bucuri* BARATTOLO & ROMANO 2002. Wackestone. Campione M18b, loc. Monte Maro, età: probabile Eocene inferiore. Scala = 0,5 mm. (c) Contatto tra la formazione di Trentinara (TRN) e la soprastante formazione di Cusano (CUS). Wackestone di TRN di probabile età Eocene inferiore attraversato da cavità microcarsiche e riempite da packstone e silti di CUS di probabile età Miocene Inferiore. Campione M18ab, loc. Monte Maro. Scala = 1 mm.

biente deposizionale è di scarpata di piattaforma carbonatica. Limite inferiore inconforme con i *calcari bio-litoclastici con rudiste* (CBI), limite superiore inconforme con la *formazione di Monte Crivari* (RIV) e con la *formazione di Longano* (LNG). Lo spessore affiorante è di alcune decine di metri. Limiti superiore e inferiore non affioranti. I macroforaminiferi tra cui nummulitidi, alveolinidi, amphistegine si ritrovano come bioclasti; rari i foraminiferi planctonici. L'età è desunta dalla letteratura.

EOCENE *p.p.*

2.11. - FORMAZIONE DI CUSANO (CUS)

Calciruditi bioclastiche grigio chiare e/o bianche in strati di spessore compreso tra 30 e 100 cm con litotamni, ostreidi, pectinidi, briozoi, echinidi, coralli e foraminiferi (Fig. 27a). Subordinatamente calcareniti bioclastiche grigie in strati di spessore compreso tra 20 e 80 cm con briozoi, alghe rosse, lamellibranchi e foraminiferi (Fig. 27b). Affiora sia nel settore di Rocchetta che in quello di Montanaro, presso Francolise, a NO di Baia e Latina, ad ovest di Ailano e presso l'estremità sud-orientale del Foglio (Morrone S. Nicola). Questa unità poggia in paraconformità sui *calcari a radiolitidi* (RDT) o sulla *formazione di Trentinara*

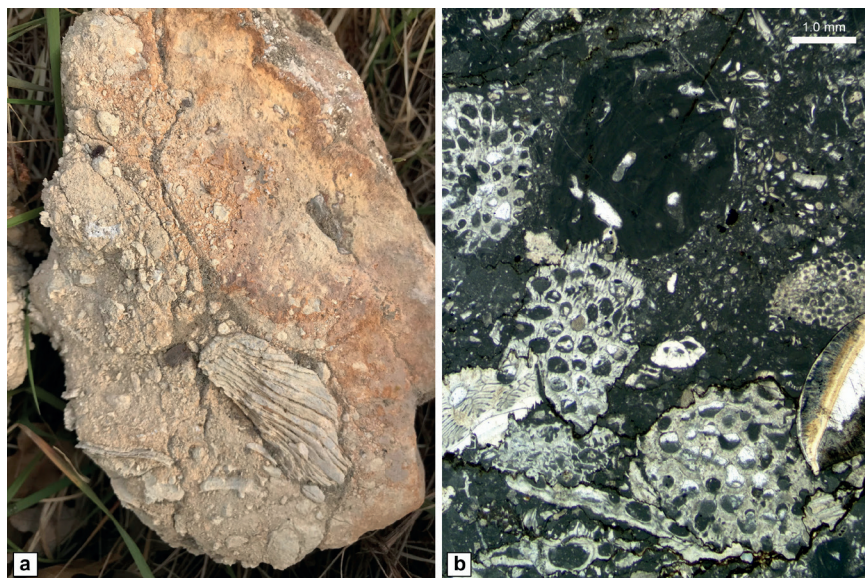


Fig. 27 - formazione di Cusano (CUS). Fotografia di un campione che mostra un frammento di ostreide (Colle la Selva). (b) microfotografia di sezione sottile con briozoi e alghe rosse corallinacee. Packstone. Campione M18ab parte superiore, Monte Maro, età: probabile Miocene Inferiore. Scala = 1 mm.

(TRN; poco a N di Splanise) e passa verso l'alto alla *formazione di Longano* (LNG) o tramite discordanza angolare alle *arenarie di Caiazzo* (AIZ). Il passaggio a questa ultima unità è talvolta caratterizzato da un livello di calcareniti fosfaticizzate e glauconitizzate di spessore centimetrico. L'ambiente di formazione è riferibile ad una piattaforma carbonatica aperta fino a rampa carbonatica. Spessore stimato fino ad un massimo di 100 m.

BURDIGALIANO - SERRAVALLIANO *p.p.*

2.12. - FORMAZIONE DI MONTE CRIVARI (RIV)

Calciruditi in strati e banchi non sempre ben definibili, di spessore da metrico a decametrico con base netta e talora erosiva; a luoghi gli strati presentano una geometria lenticolare alla scala dell'affioramento. Le calciruditi sono costituite da clasti sia subarrotondati che a spigoli vivi, generalmente da millimetrici a centimetrici, provenienti prevalentemente dalle *calcareniti con requenie e gasteropodi* (CRQ) e dai *calcarei bio-litoclastici con rudiste* (CBI) e subordinatamente dalle *calcareniti ad alveolinidi e nummulitidi* (AEN) immersi in scarsa matrice siltoso-marnosa a cemento calcitico (Fig. 28). Frequenti sono le strutture tipo *clay chips*. Tali depositi rappresentano il prodotto di processi di trasporto in massa, di tipo *debris flow*. Il limite inferiore è inconforme, di tipo erosivo con i *calcarei a radiolitidi* (RDT). Il limite superiore è stratigrafico con la *formazione di Longano* (LNG) e, talvolta, il contatto è marcato da superfici erosive e da *hardground*. Affiora nei dintorni di Rocchetta e Croce in esposizioni di modesta estensione (M. Vetrine). Tali associazioni di facies si riferiscono a corpi canalizzati di ambiente di margine-scarpata. Lo spessore arriva fino a 50 m.

BURDIGALIANO - SERRAVALLIANO *p.p.*

2.13. - FORMAZIONE DI LONGANO (LNG)

Marne calcaree e calcari marnosi di colore grigio alternati talora a marne verdi in strati sottili e medi con abbondanti foraminiferi planctonici tra cui *Orbulina* sp. (Fig. 29). Questi depositi si alternano talora a calcareniti massive giallastre, parzialmente ricristallizzate, di spessore variabile non superiore a qualche decimetro e a livelli calcarei torbiditici sottilmente stratificati. Nella porzione basale si rinvengono frequenti intercalazioni di calciruditi a geometria lenticolare, con base erosiva, in strati di spessore variabile non superiore a qualche metro.

Affiora a sud di Montanaro, Arbusto e Valle di Maiorano. Gli affioramenti di questa formazione all'interno del Foglio "Teano" sono abbastanza limitati. Nelle associazioni a nannofossili calcarei sono presenti *Reticulofenestra pseudoum-*



Fig. 28 - formazione di Monte Crivari (**RIV**) (Rocchetta e Croce).

bilicus (GARTNER 1967) e *Calcidiscus macintyre* (BUKRY & BRAMLETTE 1969) LOEBLICH & TAPPAN 1978. Nelle associazioni a foraminiferi, *Orbulina universa* D'ORBIGNY 1839, *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY 1939) e *Paragloborotalia* cf. *P. mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR 1939). Il limite inferiore è per contatto stratigrafico concordante con la *formazione di Monte Crivari (RIV)* e la *formazione di Cusano (CUS)*. Il limite superiore è per discordanza angolare con le *arenarie di Caiazzo (AIZ)*. Le caratteristiche sedimentologiche indicano un tipo di deposizione emipelagico e, localmente, torbido di scarpata continentale. Spessore stimato circa 50 m.

SERRAVALLIANO *p.p.* - TORTONIANO medio (*da letteratura*)

3. - UNITÀ SINOROGENE DEL NEOGENE

3.1. - ARENARIE DI CAIAZZO (**AIZ**)

Arenarie grossolane quarzoso-feldspatiche di colore grigio e, subordinatamente, quarzoso-litiche, di colore grigio e marroncino (bruno-giallastro all'alte-

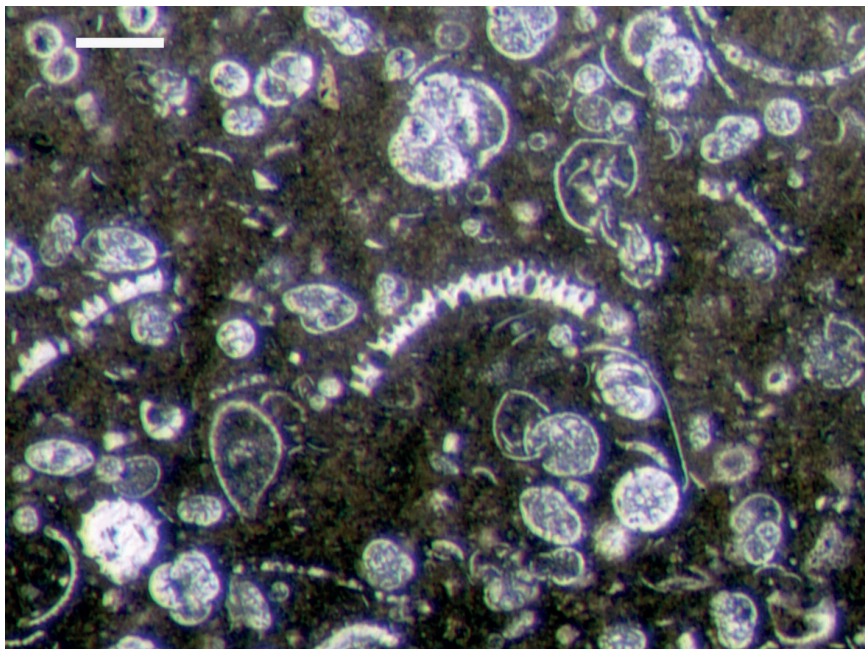


Fig. 29 - Microfotografia di sezione sottile della formazione di Longano (LNG). Microfacies con globigerinidi e frammenti di Orbulina. Packstone. Campione EP93, loc. Monte Niuza, età: probabile Miocene Medio-Superiore. Scala = 0,1 mm.

razione). Le arenarie si presentano generalmente massive, mal cementate e con un'abbondante matrice argillosa. Si rinvencono intervalli di microconglomerati e conglomerati poligenici, ben arrotondati e con matrice sabbioso-pelitica. Tutti questi depositi si ritrovano in strati da medi a spessi, con base netta e frequentemente in banchi, talora lenticolari, di spessore metrico, spesso amalgamati (Fig. 30). Si alternano talora sottili intercalazioni marnoso-siltose. Localmente si ritrovano associate a queste litologie argille scagliose di probabile provenienza interna e blocchi arenacei, mappati sotto forma di olistostromi.

Questa unità affiora prevalentemente nel settore meridionale del Foglio, nell'area compresa tra Rocchetta e Calvi Risorta ovvero la zona ribassata a ovest del Monte Maggiore e le colline carbonatiche di Monte Pozzo e Monte Maro, rispettivamente a sud-est e sud-ovest. La formazione è costituita da strati amalgamati di arenarie. Caratteristiche simili si possono osservare in località Masseria Campetielles, a nord-est di Monte Maro.

Le arenarie di Caiazzo contengono olistostromi e olistoliti. Essi includono: (av) olistostromi di argille, argille marnose e marne rossastre, verdastre e vari-colori con clasti di materiale lapideo (calcilutiti e calcareniti grigiastre) (Fig. 31)



Fig. 30 - arenarie di Caiazzo (*AIZ*) (*Treglia*).



Fig. 31 - *Olistostroma* di argille varicolori (*av*) (*Monte Friento*).

di probabile provenienza dalle unità interne (Unità Liguride); (**ac**) olistoliti e olistostromi di pezzame lapideo spesso con assemblaggio caotico costituite da vari litotipi extrabacinali, tra i quali, arenarie, calcilutiti e calcareniti, anche con selce e marne e calcari marnosi siliciferi di probabile provenienza dalle unità interne (Unità Liguride); (**ds**) olistoliti di dolomie triassiche (**DBS**) e calcari giurassici (**CPL**). (**av**) e (**ac**) affiorano in prossimità del sovrascorrimento di Monte Friento, mentre (**ds**) affiora come blocchi e megablocchi a Rocchetta e Croce.

Il contenuto fossilifero evidenzia la presenza, per i nannofossili calcarei, di *Discoaster* cf. *brouweri* (TAN 1927) BRAMLETTE & RIEDEL 1954, *Discoaster bellus* BUKRY & PERCIVAL 1971, *Discoaster asymmetricus* GARTNER 1969, *Minilytha convallis* BUKRY 1973 e *Discoaster* cf. *quinqueramus* GARTNER 1969.

Nelle associazioni a foraminiferi è presente *Neoglobobulimina acostaensis* (BLOW 1959). Le associazioni sembrano riferibili a un intervallo biostratigrafico che raggiunge la zona MN10. Limite inferiore stratigrafico inconforme su diverse formazioni dell'unità tettonica del Monte Maggiore-Monte Cesima-Monti del Matese. Limite superiore non affiorante. L'ambiente è di bacino marino profondo. Si tratta di depositi di base di scarpata fino a bacino prossimale, con alimentazione silico- e calci-elastica e con sporadiche venute di materiale alloctono sotto forma di scivolamenti sottomarini (olistostromi). Spessore affiorante di almeno 150 m.

TORTONIANO superiore - MESSINIANO inferiore (da letteratura)

3.2. - GRUPPO DI ALTAVILLA (**AL**)

Alternanze di arenarie grigio-giallastre, peliti e marne grigio-brunastre. La componente arenacea si presenta a grana medio-fine, raramente grossolana, in strati di dimensioni variabili, da medi a sottili, sia amalgamati che a laminazione piano-parallela (Fig. 32). Le intercalazioni pelitiche e marnose, localmente, risultano anche frequenti e, talvolta, di spessore rilevante.

Si tratta di depositi che, generalmente, a meno di locali laminazioni, non evidenziano chiare strutture sedimentarie e, di solito, hanno un aspetto massivo. Localmente si osservano concentrazioni di materiale organico (frustoli carboniosi, tritume vegetale, *etc.*) fino ad alcuni centimetri, mentre, in alcuni lavati, sono stati rinvenuti numerosi cristalli di gesso di dimensioni di qualche millimetro.

Gli affioramenti più significativi si rinvencono lungo la dorsale di Pietravairano, tra Vairano Patenora e Raviscanina e ad ovest di Ailano.

Il limite inferiore è caratterizzato da una discordanza angolare su diverse formazioni dell'unità tettonica del Monte Maggiore-Monte Cesima-Monti del Matese. Il limite superiore stratigrafico è inconforme con altre unità quaternarie.



Fig. 32 - arenarie del gruppo di Altavilla (AL) (loc. Colle Mariano).

L'ambiente di deposizione è compatibile con una spiaggia sommersa fino al margine della piattaforma continentale ma anche di lago-mare. Spessore stimabile di circa 150 m.

MESSINIANO superiore - ZANCLEANO *p.p.* (da letteratura)

4. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI COMPLETAMENTE FORMATI

4.1. - PREMESSA

Le unità sedimentarie quaternarie sono in massima parte contenute dai bacini estensionali che sono stati subsidenti nel corso del Quaternario (cfr. Titoli II e III; Fig. 6). Nei bacini si sono accumulate potenti successioni continentali; la base delle successioni è intercettata solo da alcuni dei sondaggi più profondi, in particolare quelli eseguiti: (i) nella piana di Presenzano, a ridosso del fronte montuoso del M. Cesima; (ii) nel settore SO della piana di Riardo (aree dei pozzi Ferrarelle e Santagata) e al fronte del M. Maggiore; (iii) nella piana di Alife, a ridosso dei fronti montuosi dei Monti del Matese e dei Monti di Baia e Latina. Complessivamente, sono ricostruibili spessori superiori a 200 m nei bacini di Riardo e Alife (i sondaggi ubicati nella piana di Presenzano non superano 130 m di profondità).

Oltre ai bacini, volumi significativi di depositi continentali non vulcanici si rinvencono, dislocati da faglie e sospesi, nella soglia di Ailano (cfr. Titolo III; Fig.

9). La posizione morfostratigrafica dei depositi affioranti nella soglia di Ailano indica che essi predatano la perimetrazione dei bacini occupati dalle piane di Alife e Presenzano - Riardo e costituisce un elemento discriminante ai fini della sistematizzazione delle unità del Foglio in termini stratigrafici. Pertanto, per posizione morfostratigrafica, i depositi affioranti nella soglia di Ailano (ascritti al *sintema di Ailano* - **AIL**) sono stati distinti dai depositi che occupano le piane. Questi ultimi costituiscono la parte più alta di potenti successioni non differenziabili al loro interno mediante superfici di discontinuità significative e, pertanto, sono stati ricompresi in un indifferenziato *sintema di Alife* (**AFE**). I depositi ascritti ai due sintemi sono distinguibili anche da punto di vista litologico: i depositi inclusi nel *sintema di Ailano* (**AIL**), infatti, sono sostanzialmente privi di orizzonti vulcanoclastici; una componente piroclastica è ravvisabile solo nei termini più alti dell'unità, corrispondenti alla porzione sabbiosa che chiude la successione lacustre del sintema (**AIL_{e2}**).

Orizzonti piroclastici primari e rimaneggiati sono, invece, molto diffusi nei depositi ascritti al *sintema di Alife* (**AFE**); nel sottosuolo delle piane di Riardo e Presenzano (Fig. 3), il *sintema di Alife* passa in eteropia alle unità vulcaniche. A partire da circa 600 ka, infatti, nell'area del Foglio n. 417 "Teano" si è verificata la deposizione di prodotti lavici e piroclastici del vulcano di Roccamonfina e di numerosi apparati eccentrici rispetto ad esso, il cui assetto stratigrafico è riportato in figura 33. Tali prodotti, in affioramento, si ritrovano intercalati a quelli del *sintema di Alife* (**AFE**), soprattutto nella fascia di raccordo tra il vulcano e le piane di Presenzano e Riardo dove è frequente reperire depositi in giacitura non primaria ricchi di clasti di natura vulcanica, prevalentemente in appoggio sui prodotti della *formazione di Galluccio* (**GLU**). I depositi in giacitura non primaria si ritrovano alla base dei versanti al margine SE della piana di Riardo e nella soglia di Ailano. Essi sono intercalati alle piroclastiti del *gruppo di Teano* (**GE**), a luoghi reperite in quelle zone anche in giacitura primaria sia come depositi da caduta che come depositi pertinenti alla litofacies tufacea **GE_a**.

Le successioni del *sintema di Alife* (**AFE**) sono limitate al tetto da una superficie di discontinuità di tipo erosionale alla scala del Foglio. Queste successioni sono, infatti, reincise e le unità che si incastrano nella superficie di discontinuità, o ricoprono i terrazzi (impostati nei depositi lacustri e di piana alluvionale del sintema, **AFE_{e2}** e **AFE_b**), sono state ascritte al *sintema di Piedimonte Matese* (**DMT**). Questa unità contiene il *Tufo Grigio Campano* (**TGC** - Fig. 33).

Nel Foglio l'assetto morfostratigrafico delle unità continentali completamente formate è stato fortemente controllato dai movimenti verticali, mentre il segnale climatico è subordinato e risulta più evidente solo nei depositi più recenti. Pertanto, la posizione delle superfici di discontinuità tra unità sintemiche ha carattere locale e non è risultata correlabile con quella delle superfici individuate per il limitrofo bacino della Piana Campana (es. Fogli n. 448 "Ercolano", n. 466-485

“Sorrento”, n. 446-447 “Napoli”, n. 431 “Caserta est”, n. 430 “Caserta ovest” - Fig. 34). Inoltre, per le unità sintemiche distinte nel Foglio, i depositi piroclastici del vulcano di Roccamonfina rappresentano utili orizzonti guida, ruolo che essi non giocano nei Fogli limitrofi pertinenti al bacino della Piana Campana.

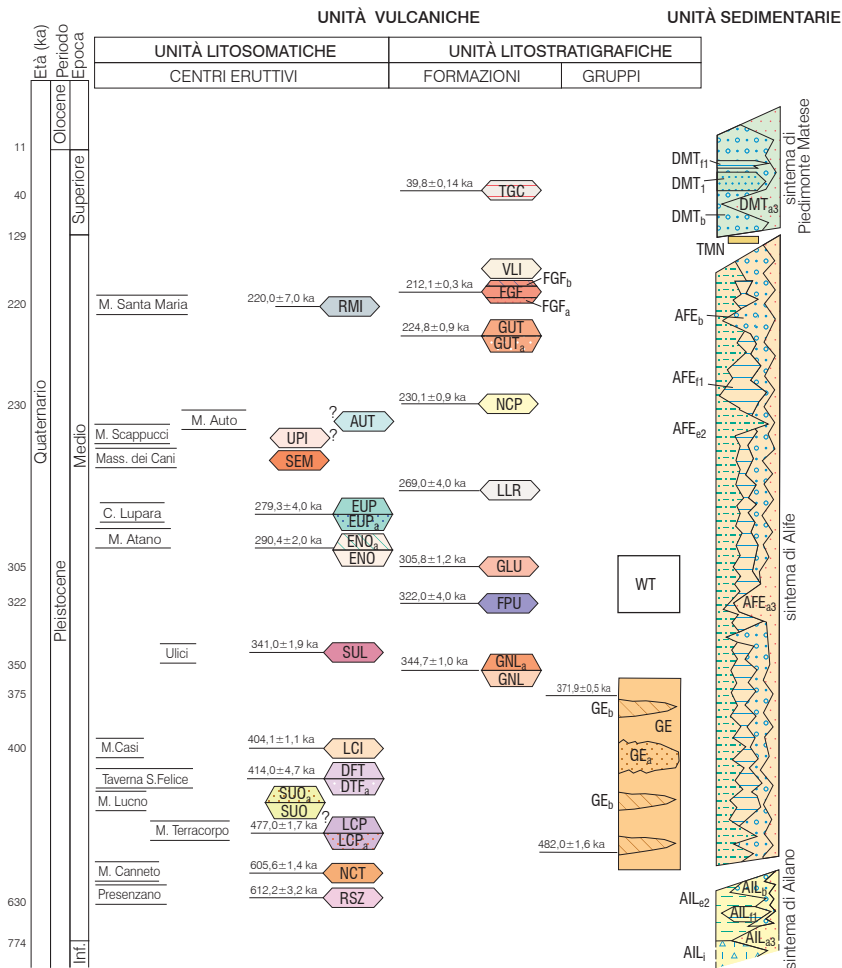


Fig. 33 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità stratigrafiche individuate per la porzione di vulcano del Roccamonfina ricadente nel Foglio n. 417 "Teano", con le relative età laddove disponibili, e le unità sintemiche.

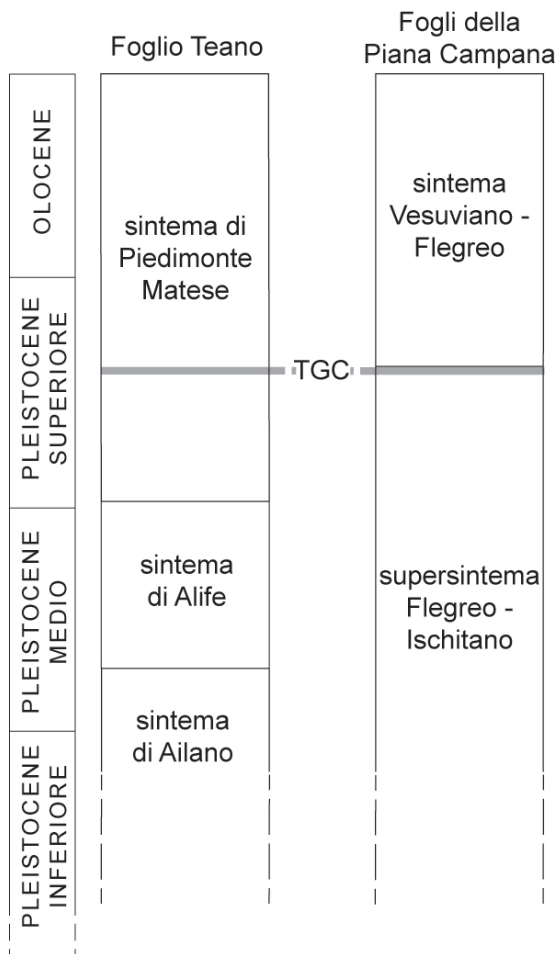


Fig. 34 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità sintemiche (UBSU) del Foglio n. 417 "Teano" e le principali unità sintemiche distinte nella contigua Piana Campana.

4.2. - SINTEMA DI AILANO (AIL)

Il *sintema di Ailano* include le unità continentali più antiche rinvenute nel Foglio. I depositi affiorano diffusamente nel settore della soglia di Ailano (cfr. Titolo III; Figg. 6 e 35) e lungo il versante meridionale del M. Cesima.

Il sintema si rinviene in appoggio, con contatto erosionale, su diverse unità meso-cenozoiche; nel sottosuolo del settore meridionale della piana di Riardo,

da dati di pozzi, è desumibile l'appoggio dell'unità su una morfologia erosionale impostata quasi interamente sui carbonati mesozoici, con presenza di forme carsiche, testimoniata dal rinvenimento, a luoghi, di terre rosse. In diversi affioramenti ubicati lungo la dorsale di Pietravairano (località Colle Mariano) e a S del M. Cavuto, si osservano o sono chiaramente desumibili contatti lungo faglie dei depositi del sintema con le unità pre-quadernarie.

La superficie superiore, in affioramento, è di erosione; dove non coincidente con la superficie topografica, è ricoperta da depositi vulcanici o sedimentari più recenti; nel sottosuolo dei bacini di Alife, Presenzano e Riardo, i depositi sono ricoperti dal *sintema di Alife* (**AFE**). In sottosuolo, la superficie superiore del sintema non è ricostruibile da *log* di pozzi che o non la raggiungono, oppure sono poco dettagliati per consentirne il riconoscimento; è ipotizzabile che tale superficie includa piani di faglia; inoltre, non è escluso che il *sintema di Ailano* (**AIL**) e il *sintema di Alife* (**AFE**) siano in continuità nelle zone più profonde dei bacini. Gli spessori sono variabili e in affioramento giungono a superare 50 m.

I sedimenti del *sintema di Ailano*, che presentano diverse tipologie di depositi, sono sganciati dalle attuali linee del drenaggio, sospesi in misura variabile sui livelli di base locali e dislocati da faglie. Nella soglia di Ailano, tra M. Cavuto e la dorsale di Pietravairano, e lungo il versante del M. Cesima, i depositi con facies lacustre e alluvionale (**AIL_{e2}** e **AIL_b**) raggiungono quote superiori a 300 m, risultando sospesi fino a oltre 150 m sulla piana del Volturno, e presentano diffusamente giaciture diverse dall'orizzontale. Per tali caratteristiche, e per i contatti lungo faglie con le unità di substrato osservati/ricostruiti, il sintema è interpretabile come un sistema deposizionale associato ad un bacino continentale individuatosi durante le più antiche fasi di disarticolazione del rilievo registrate nell'area. La deposizione delle unità incluse nel sintema, pertanto, predata, fino forse ad accompagnare nelle prime fasi, la perimetrazione dei bacini di Alife e Presenzano.

Le unità pertinenti al *sintema di Ailano*, ad eccezione della parte più alta del *deposito lacustre* (**AIL_{e2}**), sono caratterizzate dall'assenza di intercalazioni e componenti di origine vulcanoclastica; pertanto, la sedimentazione è da ritenersi in massima parte anteriore all'attività del vulcano di Roccamonfina e degli apparati eccentrici. Depositati alluvionali (di conoide) e lacustri inquadrabili nel sintema si rinvencono in alcuni dei sondaggi più profondi del bacino di Riardo (settore SO del bacino, area dei pozzi Ferrarelle-Santagata). Ciò lascia presumere che il bacino che ha accolto il *sintema di Ailano* era connesso alla piana del Garigliano. Sono, quindi, tentativamente ascrivibili al sintema i sedimenti limoso-sabbiosi incontrati sotto le vulcaniti del Roccamonfina, a circa 900 m di profondità, nel Pozzo Gallo (ubicato, a O del Foglio, nella caldera del vulcano alla quota di 670 m; WATTS, 1987), che li ha attraversati per circa 13 m. Riguardo al bacino di Alife, è ipotizzabile la presenza dei depositi del sintema a profondità superiori a quelle raggiunte con i sondaggi.

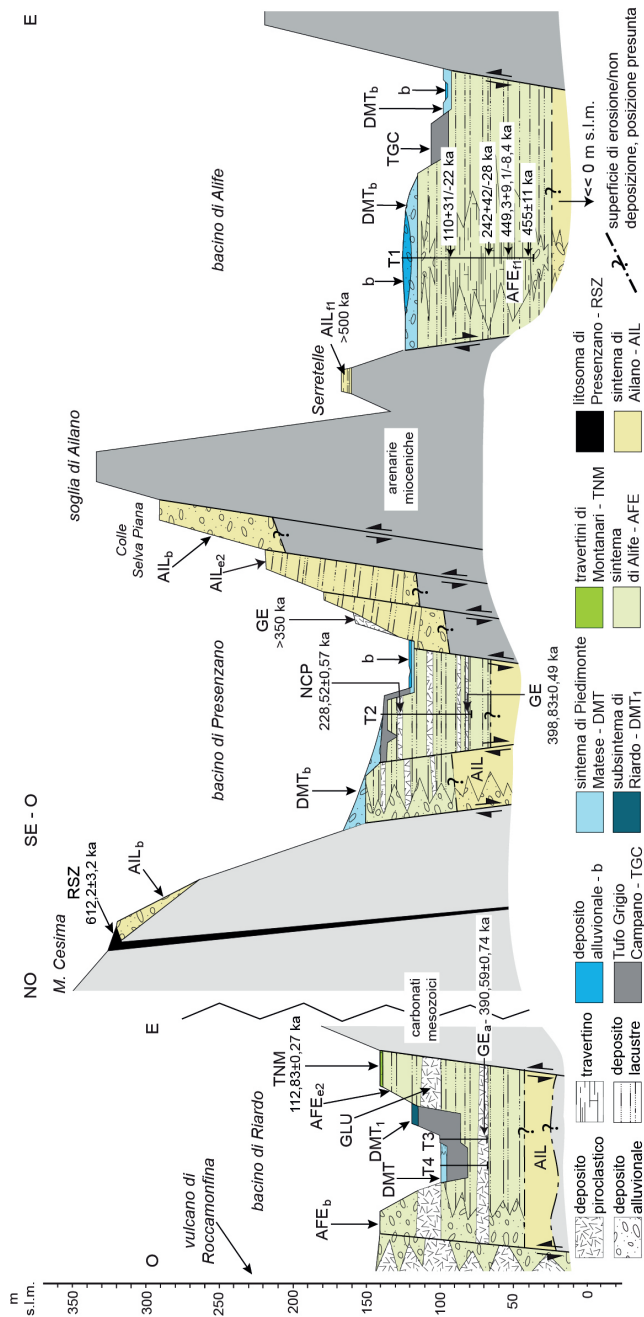


Fig. 35 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità sintemiche del Foglio.

L'età dei depositi riferiti al sintema è vincolata da rapporti cronologici relativi dei depositi stessi con vulcaniti datate e/o vincolate da correlazioni tefrostratigrafiche, e da datazioni dirette. In particolare, i vincoli derivano: (i) da datazioni eseguite sui depositi di travertino (**AIL_{fl}**) (descritti più avanti); (ii) dai rapporti stratigrafici dei depositi affioranti a Colle Selva Piana con i depositi vulcanici del *gruppo di Teano* (**GE**); (iii) dai rapporti di *cross-cut* dei depositi affioranti lungo il M. Cesima con il *litosoma di Presenzano* (**RSZ**). Per tali vincoli, i depositi del *sintema di Ailano* (**AIL**) sono riferiti alla parte bassa del Pleistocene Medio (> 500-600 ka); è ipotizzabile che la base del sintema si spinga nel Pleistocene Inferiore. Le tipologie di depositi del sintema sono descritte nel seguito del paragrafo.

PLEISTOCENE INFERIORE ? *p.p.* - PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

deposito di origine mista: torrentizio (**AIL_t**)

Il deposito include conglomerati affioranti sulle colline del fronte settentrionale della dorsale di Pietravairano, che si rinvenivano in appoggio sui depositi del *gruppo di Altavilla* (**AL**) e, solo a Vairano Patenora, su substrato carbonatico (*Calcari a Palaeodasycladus* - **CPL**). Sono costituiti da clasti carbonatici eterometrici (dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche), da spigolosi a sub-arrotondati, con matrice carbonatica (Fig. 36); solo a luoghi sono stratificati. Costituiscono ammassi caotici, nei quali non sono riconoscibili strutture trattive; pertanto, i depositi sono riferibili a trasporto in massa entro valli torrentizie o al loro sbocco in una valle principale. La composizione dei clasti denuncia un'alimentazione da alti carbonatici (carbonati della dorsale di Pietravairano) con i quali i conglomerati non sono in diretto contatto. Il contesto deposizionale, pertanto, non trova espressione nell'attuale configurazione del rilievo in termini di morfologie e paleogradienti.

I conglomerati sono dislocati da faglie con diverse orientazioni. La loro posizione, sganciata dagli alti carbonatici alimentatori e dai livelli di base (costituiscono crinali e alti morfologici rispetto alle valli incise nelle sottostanti arenarie del *gruppo di Altavilla* (**AL**), affiorando fino a circa 290 m di quota, con base sospesa circa 200 m rispetto ai livelli di base locali) è interpretabile come risultato di inversione del rilievo.

detrito di falda (**AIL_{a3}**)

I depositi consistono di breccie e conglomerati costituiti da clasti di natura carbonatica con grado di arrotondamento variabile e con matrice carbonatica, a luoghi rubefatta. Costituiscono corpi intensamente erosi e dissecati lungo i versanti di faglia SO del M. Maggiore e meridionale di M. Cesima; sono a luoghi ricoperti da depositi detritico-colluviali più recenti. I depositi del M. Cesima affiorano fino a circa 350 m di quota e, presso il Castello di Presenzano, sono tagliati dal *litosoma di Presenzano* (**RSZ**) (Fig. 37).



Fig. 36 - Conglomerati (*AIL_p*) affioranti nel versante N della dorsale di Pietravairano, a Contrada Greci (A) e a S del borgo di Vairano Patenora (B).

deposito alluvionale (AIL_b)

Include conglomerati costituiti da clasti da centimetrici a decimetrici di natura carbonatica, con grado di arrotondamento variabile e con matrice carbonatica, a luoghi rubefatta, e livelli arenitici, riferibili a conoide alluvionale (Fig. 38).

Intensamente erosi e dissecati, i depositi affiorano lungo il versante meridionale di M. Cesima a NE di Presenzano, tra circa 275 e 320 m di quota. Risultano sollevati e sospesi rispetto al livello di base locale; la loro deposizione è inquadrabile nelle prime fasi di attività della faglia che margina il fronte montuoso del M. Cesima; sono tagliati dalle lave del *litosoma di Presenzano (RSZ)*.



Fig. 37 - Le breccie (AIL_{a3}) affioranti presso il castello di Presenzano; si noti il rapporto con il deposito del litosoma di Presenzano (RSZ ; § 4.3).



Fig. 38 - Affioramento dei conglomerati di conoide (AIL_b), affioranti a NE di Presenzano, lungo il versante di M. Cesima.

L'unità include depositi affioranti a S del M. Cavuto-Costa Perrone, dove sono in contatto con il substrato meso- cenozoico lungo una faglia principale a orientazione circa E-O e faglie ad orientazione NO-SE. I depositi sono costituiti da alternanze di

livelli di ghiaie a clasti carbonatici con grado di arrotondamento variabile, e livelli sabbiosi e sabbioso-limosi, includenti orizzonti di sabbia e limo biancastri (Fig. 39).

Riferibili ad ambiente fluviale (piana alluvionale), sono dislocati da faglie con orientazioni E-O e NO-SE e con giaciture diverse dall'orizzontale e generale immersione verso N e NO. I depositi raggiungono quote intorno a 280 m e la loro superficie superiore consiste in morfologie erosionali (crinali subpianeggianti) debolmente inclinate verso S; le colline impostate in tali depositi sono bordate verso SO da una successione di faccette triangolari, relitto di una scarpata di faglia con orientazione NO-SE che limita gli affioramenti. Da ciò si deduce che i depositi sono ribassati, verso SO, sotto i depositi lacustri del sintema (**AIL_{e2}**).

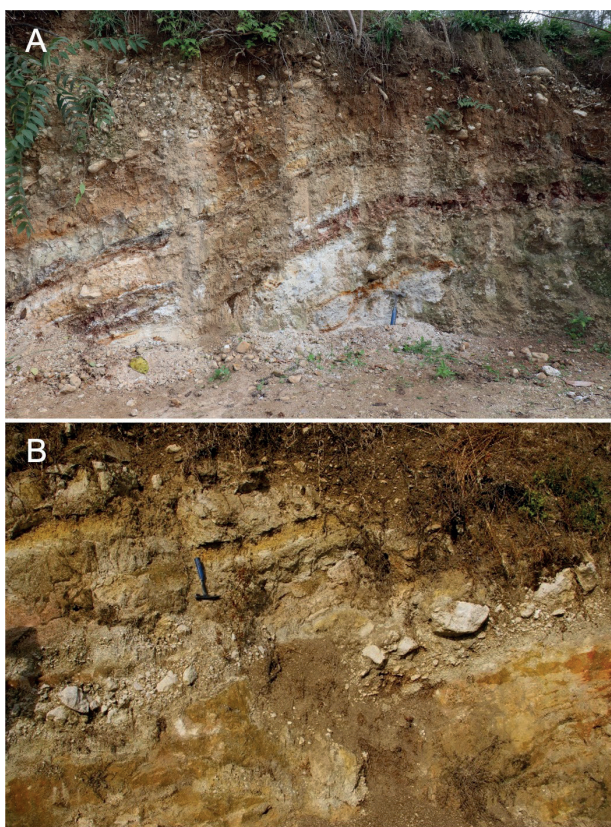


Fig. 39 - Depositi alluvionali sabbiosi con livelli ghiaiosi (**AIL_b**), affioranti a S di M. Cavuto-Costa Perrone, rispettivamente a N di Palombiscio (immagine in A) e a O di Colle Cantariello (B). I depositi sono basculati (immersione verso NO e N, sinistra delle foto) e dislocati da faglie estensionali con immersione verso S e SO.

deposito lacustre (AIL_{e2})

Il deposito lacustre è costituito da argille grigio-giallastre e depositi laminati argilloso-limosi e limi, con livelli biancastri e bruni ricchi in materia organica; contengono diffusi resti di vegetali e rari livelli di ciottoli centimetrici arrotondati (Fig. 40). Affiorano diffusamente intorno a Palombiscio e sono ben esposti lungo la scarpata di erosione fluviale in sinistra del Volturno, da Selva Lunga a Colle Selva Piana; verso NE sono in contatto lungo faglia con i depositi fluviali del sintema (AIL_b).

A E di Palombiscio, i depositi lacustri sono stati rinvenuti in affioramenti non cartografabili (di dimensioni metriche, in tagli artificiali) alla base del versante E di Colle Calegna, in contatto lungo faglia con il substrato carbonatico. In destra del Volturno, affiorano solo nella parte bassa di Colle Mariano (terminazione N della dorsale di Pietravairano; Fig. 40a). In quest'ultima località, tagli antropici espongono la base dell'unità in contatto stratigrafico discordante sui depositi del *gruppo di Altavilla* (AL) e il contatto laterale, lungo una faglia con orientazione circa E-O, tra l'unità lacustre e lo stesso gruppo. I depositi lacustri (che corrispondono all'unità "Ailano 1" di VALENTE *et alii*, 2019a) non presentano componenti di natura piroclastica. Passano verso l'alto a depositi prevalentemente sabbiosi, di colore variabile dal grigio al rossastro, con laminazioni piano-parallele e incrociate a diverse scale (da decimetrica a metrica; Fig. 41), riferibili ad ambiente di piana alluvionale. Tale deposito (corrispondente all'unità "Ailano 2" di VALENTE *et alii*, 2019a, e affiorante in sinistra e in destra del Volturno, rispettivamente a Colle Selva Piana - Palombiscio e Colle Mariano; Figg. 40 e 41) suggerisce una fase di colmamento del bacino lacustre. Un'importante caratteristica di questo deposito è rappresentata dalla presenza, nelle sabbie, di una componente di origine piroclastica (piroclastiti risedimentate; Fig. 41).

I depositi lacustri affiorano, con giaciture diverse dall'orizzontale e dislocati da faglie con orientazioni NO-SE, E-O e N-S, reinciati e terrazzati fino a quote intorno a 150 m (Colle Mariano) e 200 m (Selva Lunga).

Alla terminazione meridionale della parete O di Colle Selva Piana sono esposti i depositi di AIL_{e2} ricoperti, con contatto discordante, da un potente deposito piroclastico costituito da pomici biancastre e tufo (Fig. 40d), riferibile al *gruppo di Teano* (GE; pertinenti in minor misura anche alla litofacies GE_a).

travertino (AIL_{fl})

A S di Ailano, sul crinale sub-orizzontale della collina a E del Bivio di Ailano (collina di Serretelle), a quota intorno a 170 m (Fig. 42), affiorano depositi costituiti da sabbie calcaree laminate con livelli di travertino fitoclastico, alterati. Un altro lembo di travertino si rinviene alla terminazione S della collina di Serretelle, a circa 110 m di quota; è ipotizzabile che esso costituisca una porzione ribassata della placca affiorante a quota più alta.

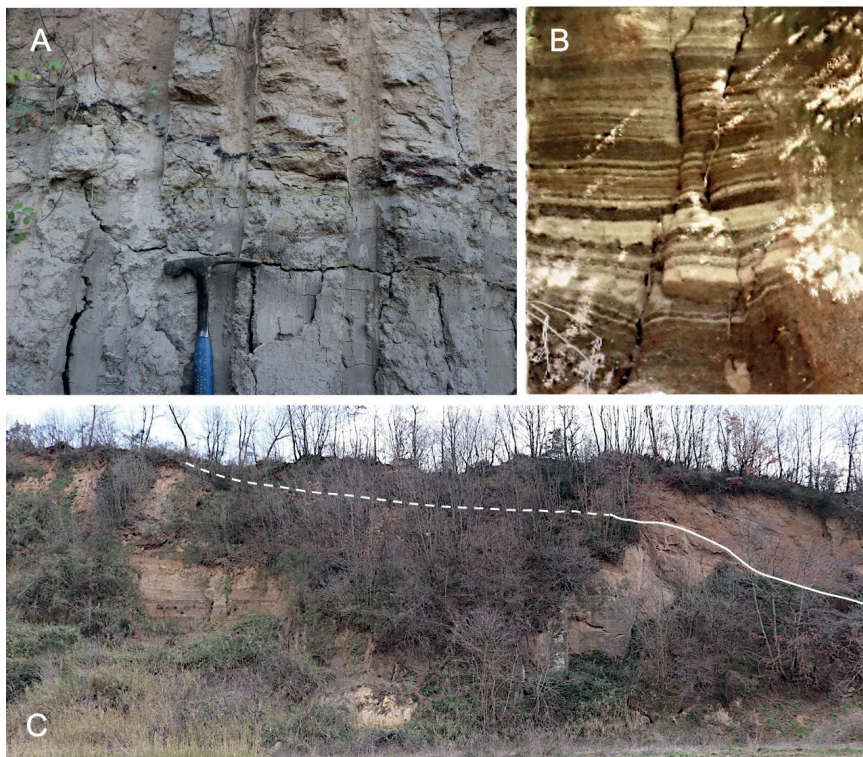


Fig. 40 - Depositi lacustri del sintema di Ailano (AiL_{e2}). A: argille grigio-giallastre con livelli di materia organica, con dislocazioni lungo faglie (Colle Mariano, destra del Volturno). Dettaglio (B, i livelli hanno spessore centimetrico) e panoramica (C) della parete di Colle Selva Piana (sinistra del Volturno); in C è evidenziato il contatto discordante (tratteggiato dove mascherato dalla frana) del deposito piroclastico del gruppo di Teano (GE) sui depositi di AiL_{e2} .

Tali corpi rappresentano lembi residui, profondamente dissecati ed erosi, di un deposito che doveva avere una maggiore estensione areale; la loro posizione è indicativa di inversione del rilievo. Datazioni U/Th eseguite mediante spettrometria di massa sui depositi dei due corpi di travertino hanno restituito un'età superiore al limite del metodo (> 500 ka).

4.3. - LITOSOMA DI PRESENZANO (RSZ)

Lave porfiriche per fenocristalli di leucite e clinopirosseno, che costituiscono una colata localizzata alle pendici del Monte Cesima, alimentata da una o più fratture eruttive lunghe circa 500 m con direzione E-O situate a mezza costa (circa



Fig. 41 - La parte alta (sabbiosa) della successione lacustre del sintema di Ailano (AIL_e2) affiorante alla base di Colle Mariano (A e B; si notino le faglie che dislocano il deposito) e a Palombiscio (C e D). Si noti il cross bedding a scala decimetrica (A e C) e metrica (D).



Fig. 42 - Travertini laminati (AIL_n) e alterati affioranti a circa 170 m di quota sul crinale della collina a E di Bivio di Ailano (località Serretelle).

300 m s.l.m.) lungo il fianco SE del Monte Cesima (Fig. 43). Oggi tali strutture sono coperte dalla parte alta dell'abitato di Presenzano.

La limitata porzione osservabile del dicco alimentatore, situata nei pressi del castello di Presenzano, taglia le breccie del *sintema di Ailano* (**AIL_{a3}**). La composizione è fonotefritica. Lo spessore massimo affiorante è 15 m. Sulle lave, già studiate da DI GIROLAMO (1968) e DI GIROLAMO *et alii* (1991), è stata ottenuta una datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $612,2 \pm 3,2$ ka (Tab. 1).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*



Fig. 43 - Affioramento di lave del litosoma di Presenzano (**RSZ**) nell'omonima località.

4.4. - LITOSOMA DI MONTE CANNETO (**NCT**)

Lave intensamente fratturate in blocchi di colore dal grigio scuro al grigio chiaro-giallastro. Le lave, a grana fine, contengono rari microfenocristalli di feld-

spato alcalino e, in minor misura, clinopirosseno e biotite. I blocchi si presentano potentemente alterati ed esfoliati. La composizione è fonolitica. Monte Canneto rappresenta un duomo lavico localizzato poco a SE della località Dragoni di Casamostra, frazione di Teano (CE), la cui morfologia appare piuttosto ben preservata. Nella zona a ovest del borgo di Casamostra le lave del duomo soggiacciono alle lave della *formazione di San Giuliano di Teano (GUT)*. Gli spessori massimi osservabili in affioramento sono di 3 m. L'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinata su pasta di fondo (groundmass) è di $605,6 \pm 1,4$ ka.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.5. - SINTEMA DI ALIFE (AFE)

Il *sintema di Alife* include depositi alluvionali accumulatisi nelle piane subsidenti di Presenzano, Riardo e Alife dopo la deformazione dei depositi ascritti al *sintema di Ailano (AIL)*.

I depositi del sintema sono in contatto, lungo superfici di erosione e piani di faglia, con diverse unità prequaternarie e con il *sintema di Ailano (AIL)*; non è escluso che nel sottosuolo della zona assiale del bacino di Alife e del settore occidentale del Foglio, il *sintema di Ailano* e il *sintema di Alife* possano essere in continuità. La superficie superiore, dove non corrispondente alla superficie topografica, è coperta dai *travertini di Montanari (TMN)*, dal *Tufo Grigio Campano (TGC)*, dal *sintema di Piedimonte Matese (DMT)* e/o da depositi continentali in formazione.

Le successioni ascritte al *sintema di Alife* sono quelle tipiche dei bacini estensionali di ambiente continentale, con sedimenti alluvionali riferibili ad ambienti con bassa energia e una prevalente tendenza alla lacustrinità, che, verso i fronti montuosi in sollevamento, passano in eteropia a depositi di conoide alluvionale. Il carattere distintivo dei depositi del *sintema di Alife* è la diffusa presenza, a tutte le altezze stratigrafiche, di livelli piroclastici primari e rimaneggiati riferibili, su basi tefrostratigrafiche e/o di datazioni assolute, all'attività del vulcano di Roccamonfina.

Depositati con tali caratteristiche sono stati incontrati da sondaggi eseguiti in tutte le piane fino a profondità di (i) almeno 130 m nella piana di Presenzano (da sondaggi ubicati a ridosso del fronte montuoso del M. Cesima); (ii) oltre 100 m nel settore SO della piana di Riardo e al fronte del M. Maggiore (aree dei pozzi Ferrarelle e Santagata); (iii) oltre 200 m nella piana di Alife, a ridosso del fronte montuoso del Matese.

Dislocati da faglie e incisi dalla rete idrografica, i depositi di AFE si rinvencono sospesi in grado variabile sui livelli di base locali; i terrazzi impostati nei depositi lacustri e alluvionali del sintema (rispettivamente, AFE₂ e AFE₁) si attestano

a quote tra 100 e 120 m nella piana di Alife; nelle piane di Riardo e Presenzano, si attestano rispettivamente tra 130-140 m e 140-150 m e, sollevati a gradinata verso le pendici del Roccamonfina, fino a oltre 180 m di quota; nel settore settentrionale (stretta a O del M. Cesima) i depositi si rinvenivano fino a circa 200 m di quota.

Al fine di meglio caratterizzare, in termini di facies ed età, i depositi del *sintema di Alife*, sono stati eseguiti due sondaggi (T1 e T2) e analizzate le carote di due sondaggi della profondità di 32 m (T3 e T4) eseguiti da FERRARELLE S.p.A. I sondaggi T3 e T4 (Fig. 44), ubicati in prossimità della sorgente Santagata intorno

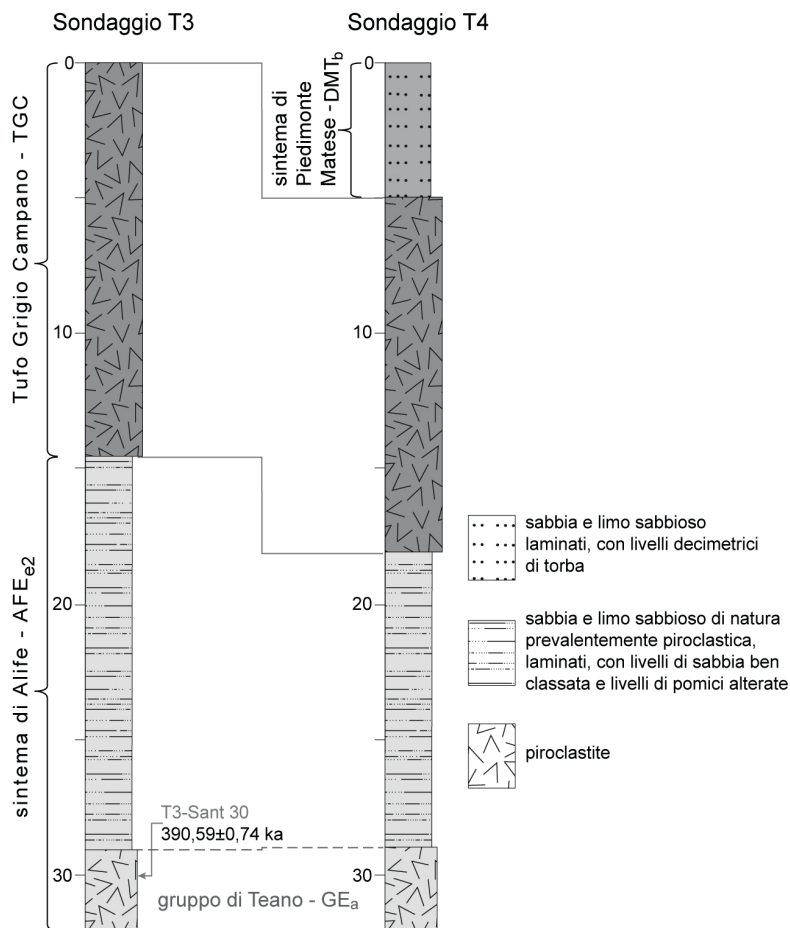


Fig. 44 - Colonne stratigrafiche dei sondaggi T3 e T4, ubicati nel settore SO della piana di Riardo (Fig. 13).

a 100 m di quota, hanno incontrato i depositi del *sintema di Alife* al di sotto del deposito del *Tufo Grigio Campano* (TGC, che nel sondaggio T4 è coperto da depositi alluvionali ascriviti al *sintema di Piedimonte Matese - DMT*). Nei sondaggi T3 e T4, i depositi del *sintema di Alife* sono prevalentemente limoso-sabbiosi con orizzonti pomicei e cineritici (§ *deposito lacustre*, AFE_{e2}, cfr. oltre); nella parte bassa, i sondaggi hanno incontrato un deposito tufaceo senza attraversarne la base. Su un campione prelevato dal deposito tufaceo (ascrivito al *gruppo di Teano - GE*, cfr. § 4.5.) incontrato alla base del sondaggio T3 (profondità 30 m dal p.c., quota circa 70 m) è stata eseguita una datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ che ha restituito un'età di $390,59 \pm 0,74$ ka (Fig. 44).

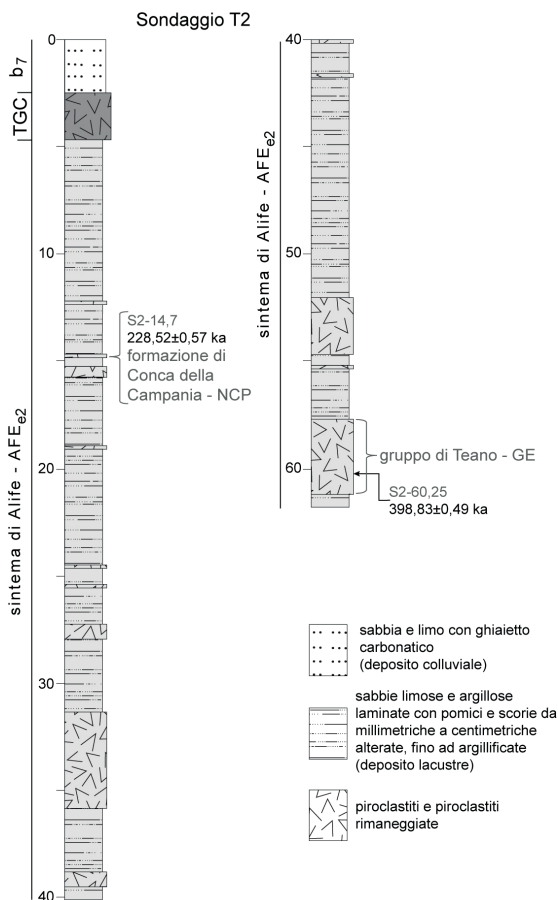


Fig. 45 - Colonna stratigrafica del sondaggio T2, ubicato nel settore orientale della piana di Presenzano (Fig. 13).

Dalla carota del sondaggio T2 sono stati prelevati, dalla parte bassa (60,25 m dal p.c.; quota circa 80 m s.l.m.) e dalla parte alta (profondità 14,7 dal p.c.; circa 125 m s.l.m.), due campioni da tefra correlabili, rispettivamente, al *gruppo di Teano* (GE) e alla *formazione di Conca della Campania* (NCP). Datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ eseguite sui due campioni hanno restituito, rispettivamente, età di $398,83 \pm 0,49$ ka e $228,52 \pm 0,57$ ka (Fig. 45).

Il sondaggio T1 è ubicato, alla quota di 125 m, nella piana di Alife, in sinistra della valle del Volturno (a SO di Sant'Angelo d'Alife; Fig. 46). Il carotaggio, a partire da quota 114 m (sotto depositi di conoide alluvionale recenti, riferibili al *sintema di Piedimonte Matese* - DMT), ha attraversato alternanze di depositi lacustri e di conoide alluvionale del *sintema di Alife* (§ *deposito lacustre*, AFE_{e2}; § *deposito alluvionale*, AFE_b).

Dalla profondità di 31 m dal p.c. (quota 94 m) il sondaggio ha attraversato, fino quasi alla base, *travertino* (AFE_{tr}, non affiorante), costituiti da alternanze tra livelli di sabbie e limi calcarei, travertini fitoclastici e travertini laminati. Dai travertini sono stati prelevati quattro campioni che sono stati datati con il metodo U/Th.

I campioni prelevati nella parte bassa del deposito (T1-S3, profondità 78,10 m dal p.c., quota circa 47 m s.l.m.; T1-S5, profondità 64,9 m dal p.c., quota di circa 60 m s.l.m. - Fig. 46) hanno restituito, rispettivamente, età di 456 ± 11 ka e $449,3 \pm 9,1$ ka. I campioni prelevati nella porzione centrale (T1-S2, profondità di 58,50 m dal p.c., quota circa 67 m s.l.m.) e superiore (T1-S4, profondità di 33,6 m dal p.c., quota 91 m circa s.l.m.) del corpo di travertino hanno restituito, rispettivamente, età di 242 ± 42 ka e 110 ± 31 ka (Fig. 46). Riguardo alla datazione del livello più alto (T1-S4), considerazioni sull'assetto morfostratigrafico complessivo suggeriscono di preferire un'età più vicina al limite cronologicamente più basso.

I vincoli cronologici su esposti e i rapporti morfostratigrafici con i depositi del *sintema di Ailano* (AIL), permettono di inquadrare la base del *sintema di Alife* (AFE) nel Pleistocene Medio (< 500 ka). Riguardo al tetto dell'unità, le datazioni e i rapporti morfostratigrafici con le formazioni vulcaniche indicano un'età diacrona. Tale età è < 300 ka nella piana di Riardo (per i rapporti stratigrafici con la *formazione di Galluccio* (GLU) e non più antica di circa 200 ka nella piana di Presenzano (per le datazioni sui depositi del sondaggio T2). L'età del tetto è più recente, probabilmente prossima all'inizio del Pleistocene Superiore o ricadente nella parte bassa di esso, nel bacino di Alife (per le età dei travertini nel sondaggio T1). Considerando anche le diverse quote dei terrazzi nei bacini di Presenzano e Riardo rispetto a quelle dei terrazzi nella piana di Alife, è ipotizzabile che la sedimentazione in quest'ultimo bacino sia proseguita mentre iniziava la dissezione in quelli contigui.

Le nuove datazioni, che indicano valori medi relativamente bassi dei tassi di sedimentazione, e le superfici di erosione/non deposizione nella parte più alta

della successione lacustre del bacino di Alife (§ *deposito lacustre* **AFE_{e2}**), suggeriscono che la sedimentazione era scandita da fasi di endoreicità, alle quali si alternavano fasi durante le quali le piane acquisivano drenaggio esoreico. Il carattere intermittente del drenaggio è tipico di bacini limitati da soglie impostate in rocce erodibili (ad es., SANTANGELO, 1991), come la soglia di Alvignano, che limita verso E il bacino di Alife (Fig. 6). Nel complesso, i nuovi dati suggeriscono che i ribassamenti che hanno controllato la deposizione siano terminati nei bacini di Presenzano-Riardo mentre ancora proseguivano nel bacino di Alife; quest'ultimo veniva, quindi, colmato per il significativo rallentamento (interruzione o cessazione?) dei ribassamenti, per essere poi disseccato con la definitiva incisione della soglia di Alvignano.

Nel sintema si distinguono diverse tipologie di depositi descritte nel seguito del paragrafo.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* - PLEISTOCENE SUPERIORE ? *p.p.*

deposito lacustre (**AFE_{e2}**)

La tipologia prevalente dei depositi del *sintema di Alife* è quella lacustre, diffusa ovunque nelle zone centrali delle piane. I sedimenti di **AFE_{e2}** sono prevalentemente fini, soprattutto limoso-sabbiosi e prevalentemente vulcanoclastici (Fig. 47), talvolta argillosi, di colore variabile dal grigio chiaro al giallo-rossastro. A luoghi, sono presenti, in sottosuolo, orizzonti torbosi.

In tutti i bacini sono diffusamente presenti orizzonti a tessitura ghiaiosa, di norma costituiti da livelli di pomici, in genere risedimentate. Nel sondaggio T1 (che ha attraversato i depositi di **AFE_{e2}** a partire da quota 114 m per circa 20 m) i sedimenti con componente piroclastica si alternano a livelli di limi calcarei; è, inoltre, presente qualche orizzonte con resti vegetali. A diverse altezze, ai depositi fini si intercalano livelli da decimetrici a metrici di depositi di conoide alluvionale (§ **AFE_b**).

I depositi di **AFE_{e2}** sono stati attraversati dal sondaggio T2 (Piana di Presenzano) a partire da 135 m di quota (Fig. 44) e fino alla base. Nel sondaggio, un orizzonte di sabbie limose fortemente alterate chiude una successione alquanto monotona di depositi laminati e, talora, gradati, costituiti da sabbie, da fini a grossolane, e limi; sono presenti rari livelli di argilla e livelli di ghiaie. Le ghiaie, di dimensioni da sub-centimetriche a centimetriche, sono costituite da pomici e scorie; sono del tutto assenti clasti carbonatici. Si distinguono a più altezze livelli piroclastici da caduta; non si sono rinvenuti paleosuoli.

Nella parte più alta della successione affiorante nella piana di Alife, esposta in tagli (attualmente richiusi) intorno all'abitato di Dragoni (Fig. 48) si osservano strutture che indicano un'evoluzione verso un'ambiente di piana alluvionale: tali depositi sono inquadrabili nella fase di definitivo colmamento del bacino e iniziale dissezione della soglia di Alvignano.



Fig. 47 - Deposito della litofacies lacustre AFE_{e2} affiorante a nord della piana di Presenzano.

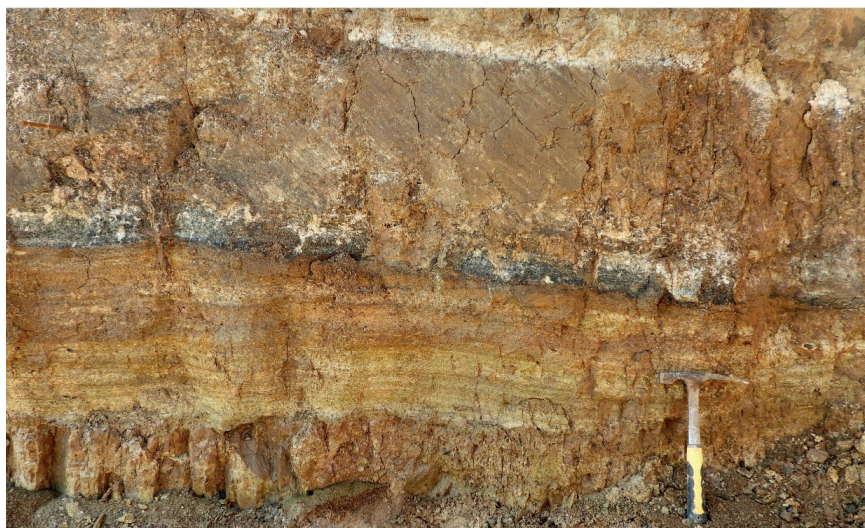


Fig. 48 - Affioramento della parte alta dei depositi di AFE_{e2} nella piana di Alife, in prossimità dell'abitato di Dragoni (tagli attualmente richiusi); i depositi sono essenzialmente limoso-sabbiosi; gli orizzonti chiari corrispondono a livelli di pomici risedimentate e alterate; sono riconoscibili orizzonti con laminazioni piano-parallele e orizzonti con strutture riconducibili a canali.

Log di pozzi e dati di affioramento indicano che, nei bacini di Riardo e Presenzano, la componente piroclastica dei depositi aumenta progressivamente dalle piane verso l'apparato del vulcano di Roccamonfina, dove si osserva la presenza di diffusi banchi tufacei e orizzonti piroclastici primari intercalati ai depositi di AFE_{e2} .

Pur in presenza di cospicui *input* piroclastici, la persistenza di una sedimentazione continentale in tali bacini è testimoniata dalla presenza di una componente detritica (granuli di quarzo) nelle sabbie a tutte le altezze stratigrafiche in sondaggi profondi oltre 100 m (ACCORDI, 1975).

deposito alluvionale (AFE_b)

Include depositi fluviali e fluvio-torrentizi che occupano la fascia di transizione tra il vulcano di Roccamonfina e le piane di Riardo e Presenzano, e paleovalli incise da torrenti che dissecavano le pendici del vulcano; verso E e NE passano a depositi di ambiente più francamente lacustre (AFE_{e2}).

Sono costituiti da depositi prevalentemente sabbiosi con clasti di dimensioni centimetriche, di norma da subarrotondati ad arrotondati, sparsi o in sottili livelli, oppure in lenti; a luoghi si individuano laminazioni parallele o incrociate; la natura dei ciottoli è quasi esclusivamente lavica, subordinatamente pomicea (Figg. 49, 50). In prossimità dei fronti montuosi del Matese, di M. Cesima, di M. Maggiore-



Fig. 49 - Affioramenti dei depositi alluvionali AFE_b , affioranti nella valle del Rio Cattivo Tempo, nella piana di Presenzano. A: depositi limoso-sabbiosi laminati con livelli di ciottoli lavici; B: sabbie con ciottoli, alterate nella parte alta e coperte dal deposito del Tufo Grigio Campano (TGC).

M. Cesare (bordo SE della piana di Riardo) e meridionale della dorsale di Pietravairano, i depositi di AFE_2 passano in eteropia a depositi di conoide alluvionale.

Tali depositi sono costituiti da ghiaie e conglomerati a clasti di natura carbonatica con grado di arrotondamento variabile e con matrice sabbiosa, di frequente rubefatta, con livelli e lenti sabbioso-limose con clasti e ciottoli carbonatici (Fig. 51a). Presentano alternanze tra livelli con buona classazione, clastosostenuti, con isoorientazioni dei clasti e stratificazioni piano-parallele e incrociate, riferibili a messa in posto da correnti trattive, e livelli marcatamente eterometrici, con disposizione caotica dei clasti e abbondante matrice, riferibili a *debris flow*.

Lungo il fronte del Matese, i depositi costituiscono un'ampia fascia pedemontana a conoidi sovrapposte, in parte ricoperte da conoidi più recenti (riferite al *sintema di Piedimonte Matese - DMT*). Pozzi ubicati nella parte alta della fascia pedemontana attraversano, fino a 120-140 m di profondità, depositi ghiaiosi con intercalazioni di spessori variabili di depositi lacustri. I depositi ghiaiosi sono presenti, in sottosuolo, anche nei sondaggi ubicati della fascia distale della *bajada*.

Nel sondaggio T1, livelli di ghiaie a ciottoli di natura calcareo-dolomitica, riferibili ad apporti dal fronte del Matese si rinvencono intercalati ai *depositi*

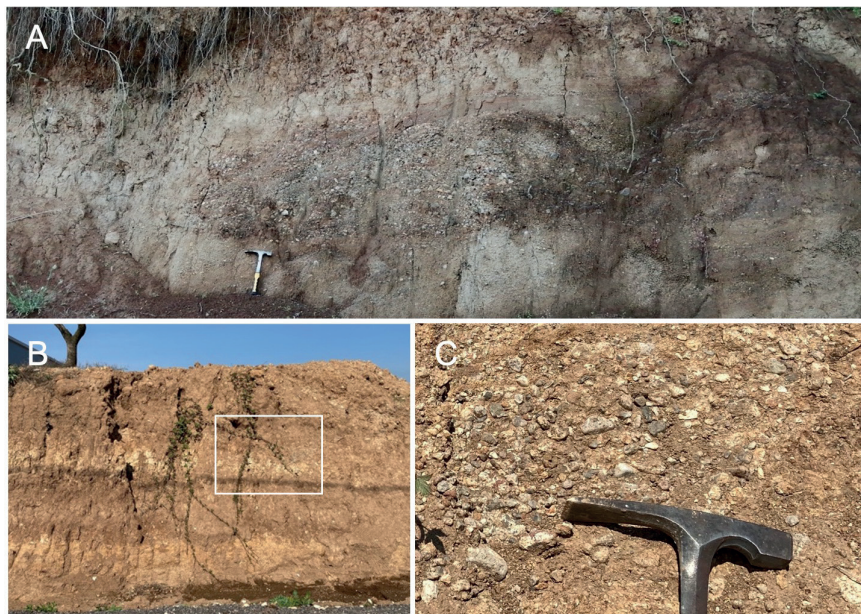


Fig. 50 - Depositi alluvionali (AFE_b) affioranti nel settore occidentale della piana di Riardo, a E di Caianello (A: località Ponte S. Nicola; B: località Taverna Zarone, con dettaglio in C). Sono distinguibili lenti ghiaiose, costituite da clasti di natura lavica, all'interno di depositi prevalentemente fini.



Fig. 51 - Depositi di conoide alluvionale del sintema di Alife (AFE_b). A: affioramento della conoide del Rio Rava, presso Campozillone. B: Panoramica dell'apice di conoide dislocato e sollevato lungo il fronte del Matese (affioramento ubicato a S di Colle S. Onofrio).

lacustri (AFE_{e2}) e, sotto i depositi *travertino* (AFE_{fl}), alla base del sondaggio (cfr. Fig. 46), dove è presente un conglomerato a clasti carbonatici subarrotondati. Nel fronte di una cava ubicata a E di Sant'Angelo d'Alife (ai piedi di Colle S. Onofrio; Figg. 51b, 51c), è esposto l'apice di una conoide dislocato da una delle faglie che compongono il sistema che borda verso meridione il massiccio del Matese. Nella piana di Riardo (bordo meridionale), corpi di conoide di grandi dimensioni, in parte coalescenti, sono presenti anche lungo il fronte del M. Maggiore; i depositi delle conoidi presentano, a luoghi, orizzonti di piroclastiti rimaneggiate di spessore plurimetrico. La mancanza di sondaggi profondi in questo settore non consente di definire spessore ed estensione dei depositi; tuttavia, depositi ascrivibili a conoide alluvionale sono attraversati da alcuni sondaggi superficiali (profondità di circa 30 m) ubicati a S di Pietramelara, sotto i depositi di AFE_{e2} .

Nelle conoidi del *sintema di Alife* (AFE_b) si incastrano le conoidi ascritte al *sintema di Piedimonte Matese* (DMT_b). In corrispondenza del bordo settentrionale della piana, è presente un unico grande apparato di conoide (in corrispondenza di Pietravairano) attraversato da un sondaggio profondo circa 100 m; la superficie della conoide è interamente ricoperta da depositi di conoide ascrivibili a DMT_b .

Nella piana di Presenzano, al fronte di M. Cesima, i depositi di conoide del *sintema di Alife* sono sepolti dalle conoidi ascrivibili al *sintema di Piedimonte Matese* (DMT_b). A E della grande conoide di Presenzano, alcuni sondaggi profondi ubicati nel sottosuolo del bacino della centrale ENEL incontrano, in appoggio sui carbonati, depositi ghiaiosi di conoide alluvionale (AFE_b) sepolti dai depositi di AFE_{e2} .

Sono inquadrati in AFE_b depositi affioranti nel settore soglia di Ailano, nella parte bassa della collina di Falso Piano (a N della dorsale di Pietravairano). I de-

positi sono ghiaioso-conglomeratici, costituiti da clasti di natura carbonatica, eterometrici, da arrotondati a subarrotondati, con matrice sabbiosa bruno-rossastra; includono blocchi di dimensioni da decimetriche a metriche dei conglomerati del *sintema di Ailano* (**AIL_i**); presentano intervalli massivi e intervalli stratificati e giaciture variabili, imputabili a dislocazioni lungo faglie (Fig. 52). Sono morfologicamente incastrati nei depositi di **AIL_i**.



Fig. 52 - Affioramento di **AFE_b**, ubicato circa 150 m ad E della località Masseria Ferrara. Il deposito, da massivo a stratificato, è inclinato di circa 25° verso SE.

detrito di falda (**AFE_{a3}**)

Sono riferiti al *sintema di Alife* brecce e detriti di versante costituiti da clasti e blocchi carbonatici spigolosi con matrice sabbiosa, includenti livelli piroclastici rimaneggiati e primari, talvolta banchi di piroclastiti. I rari affioramenti (quasi tutti di estensione limitata, non cartografabili) espongono corpi deposizionali in equilibrio con il paesaggio, erosi e dissecati; è presumibile che lungo le alte scarpate di faglia i depositi siano sepolti da falde detritiche e depositi di versante più recenti (**DMT_{a3}**, **a**).

4.6. - GRUPPO DI TEANO (GE)

La successione raggruppa una sequenza complessa di depositi di più eventi eruttivi, non cartografabili singolarmente. In prevalenza si tratta di depositi piroclastici ben classati costituiti da lapilli e talora blocchi di pomici a spigoli vivi di colore dal bianco al grigiastro da afirici a porfirici per fenocristalli di leucite, e in minor misura sanidino e biotite, e lapilli litici di natura lavica, costituiti in maggior misura da lave leucitiche potentemente alterate, in strati e banchi di spessore da decimetrico a plurimetrico. In alcune sequenze a questi livelli privi di matrice sono associati depositi piroclastici costituiti da clasti per lo più centimetrici di natura juvenile e litica (lave a leucite) immersi in una matrice di cenere grossolana, il cui spessore osservato varia tra pochi decimetri ad alcuni metri. Gli orizzonti ben classati, riferibili a depositi da caduta, talora associati o alternati a quelli a minor grado di classazione, da massivi a debolmente laminati, riferibili a meccanismi da corrente piroclastica, risultano separati da paleosuoli e/o oriz-



Fig. 53 - Affioramento di depositi del gruppo di Teano (GE), di circa 8 metri di spessore, costituito da due livelli metrici da caduta visibili alla base e nella metà superiore dell'immagine. Tali strati, privi di matrice, sono costituiti da lapilli a spigoli vivi pomicei e, in minor misura, litici e, in quello inferiore, sono presenti blocchi pomicei di natura balistica. Tra i due, è intercalato un deposito piroclastico costituito da un'alternanza di livelli di lapilli e orizzonti cineritici, mentre al tetto della successione è presente una cinerite da laminata a massiva, ascrivibile a un meccanismo deposizionale da corrente piroclastica diluita. L'affioramento è situato nei pressi del cimitero di Tora, nel comune di Tora e Piccilli (CE).

zonti pedogenizzati (Fig. 53). Talora soprattutto nelle zone di raccordo con la piana questi depositi mostrano caratteri di rimaneggiamento post-deposizionale, legato alla rimobilizzazione lungo le pendici del vulcano. In queste alternanze si osservano livelli di lapilli e, più raramente, blocchi scoriacei senza matrice che si associano all'attività stromboliana di coni eccentrici (es. Ameglio, Campagnola), che non hanno distribuzione areale tale da rappresentare dei litosomi. Gli spessori massimi in affioramento, reperiti nella zona a N di Tora e Piccilli, nel settore nord-occidentale del Foglio, raggiungono i 20 m.

Nel settore SO del Foglio (nelle frazioni di Teano denominate Pugliano e Croce di Casale), come pure a S di Marzano Appio (Tuorocasale) i depositi del gruppo sono rappresentati da banchi potenti fino a 20 m di cineriti con grado di litificazione da incipiente a buono, condizionato da quanto più o meno spinto si presenti il fenomeno di zeolitizzazione a cabasite, di colore da bianco al giallastro, a variabile contenuto di lapilli juvenili pomicei e di litici lavici, massivi o, talora, con lenti o sciami di pomici grossolane o, più raramente, di frammenti litici centimetrici. Essi rappresentano una litofacies tipica del tipo tufi a lapilli pomicei e ceneri da riferire a una o più unità da corrente piroclastica (GE_a) e si ritrovano anche, intercalati a depositi da caduta in giacitura primaria e/o rimaneggiati, nei sondaggi della Piana di Riardo e alla base dei versanti carbonatici nella parte centrale del Foglio (es., loc. Selva Lunga e Colle Selva Piana, cfr. Fig. 40 e Fig. 96). In letteratura molti di questi depositi sono stati fatti rientrare nel “*brown leucitic tuff*” Auctt., che infatti LUHR & GIANNETTI (1987) consideravano costituito da vari episodi eruttivi che ricoprivano un intervallo di età compreso tra 385 e 350 ka.

Nel gruppo di Teano rientrano, altresì, una serie di depositi piroclastici, sia in giacitura primaria che rimaneggiati, che CONTICELLI *et alii* (2009) collocavano in una posizione stratigrafica compresa tra il “*brown leucitic tuff*” Auctt. e il “*white trachytic tuff*” Auctt., denominati “*piroclastiti di Teano*”, ed affioranti esclusivamente nella parte sud-orientale dell'apparato vulcanico, appunto nei dintorni dell'abitato di Teano.

Nel complesso le frazioni juvenili di tutti i depositi del gruppo, sia pomicee che scoriacee, si presentano potentemente alterate, soprattutto per l'analcimizzazione della leucite e, in minor misura, per la caolinizzazione della frazione vetrosa. Nei livelli in cui esse sono meglio conservate, i vetri estratti dalla frazione juvenile pomicea risultano da sottosaturi a debolmente sovrassaturi (da fonolitici a trachitici), a variabile contenuto in silice. L'analisi della roccia totale (*bulk rock*) è resa, a volte, poco significativa proprio dalla spinta alterazione.

All'interno di questo gruppo rientrano lave molto alterate talora con evidenti fenocristalli di leucite analcimizzata (GE_b), reperite in ristretti affioramenti nella porzione centro-occidentale del Foglio (Fig. 54), affioranti soprattutto alla base delle incisioni torrentizie, che per lo più rappresentano relitti di centri



Fig. 54 - Affioramento delle lave del gruppo di Teano (GE_b), ricche di cristalli di leucite analcimizzata, alla base del duomo del litosoma di Monte Santa Maria (**RMI**).

eruttivi eccentrici non sempre individuabili. I depositi del gruppo si intercalano ai depositi dell'attività dei centri di Terracorpò (**LCP**), Monte Lucno (**SUO**), Monte Casi (**LCI**).

Sui depositi di questo gruppo sono state effettuate otto datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, di cui 4 sulle piroclastiti di GE , 3 su quelle di GE_a e 1 su una lava di GE_b affiorante in prossimità del bordo della caldera ai piedi del Monte Atano (cfr. Titolo VIII, Tab. 1). L'età più antica ($482,0 \pm 1,6$ ka) è quella registrata per la lava, quella più recente ($371,97 \pm 0,5$ ka) è stata ottenuta su un livello da caduta in prossimità di Cataili, nella zona nord-occidentale del Foglio.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.7. - LITOSOMA DI TERRACORPO (**LCP**)

Depositi piroclastici costituiti da lapilli scoriacei di dimensioni centimetriche, di colore dal nero al rossastro, con buon grado di vescicolazione, contenenti cristalli di clinopiroseno e leucite microcristallina. Alla base di tali depositi, che derivano da attività esplosiva a carattere stromboliano, affiorano lave di colore grigio scuro compatte a luoghi esfoliate, con evidenti fenocristalli di clinopiroseno e leucite microcristallina (**LCP_a**), da riferire all'attività dello stesso centro

eruttivo (Fig. 55). Le lave costituiscono un duomo la cui morfologia non è molto netta, su cui sorge il castello di Terracorpo, nell'omonima frazione a ovest di Marzano Appio (CE). La composizione, sia delle lave che delle scorie, è tefrifonolitica. I depositi piroclastici, che superiormente passano tramite un paleosuolo a quelli della *formazione di Campagnola* (GNL), raggiungono in affioramento uno spessore massimo di 15 m, le lave uno spessore di 4 m. Sulle lave di **LCP_a** è stata determinata un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $477,0 \pm 1,7$ ka.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*



Fig. 55 - Affioramento di lave (a) del litosoma di Terracorpo (**LCP_a**) e delle scorie dell'attività stromboliana (b) dello stesso centro eruttivo (**LCP**).

4.8. - LITOSOMA DI MONTE LUCNO (**SUO**)

Lave compatte di colore grigio scuro (**SUO**), con fenocristalli di clinopiroseno e leucite, ben osservabili nell'area a N di Teano in località Cascata delle Gomite a sud di Gloriani (Fig. 56).

Alla scala dell'affioramento le lave presentano una evidente fessurazione colonnare. Esse sono associate a banchi metrici di lapilli scoriacei ben preservati di dimensioni massime centimetriche di colore marrone-rossastro (Fig. 57) in cui sono visibili cristalli di clinopiroseno (**SUO_a**). Tali depositi, che costituiscono la maggior parte del Monte Lucno e sono ben osservabili lungo la strada che porta al Santuario di Santa Maria di Costantinopoli, sono da riferirsi ad attività stromboliana. Nell'area a nord di Teano le lave sono intercalate alla successione di piroclastiti del *gruppo di Teano* (**GE**). La composizione è tefrifonolitica-tefritica sia per le lave che per i frammenti juvenili dei livelli scoriacei.

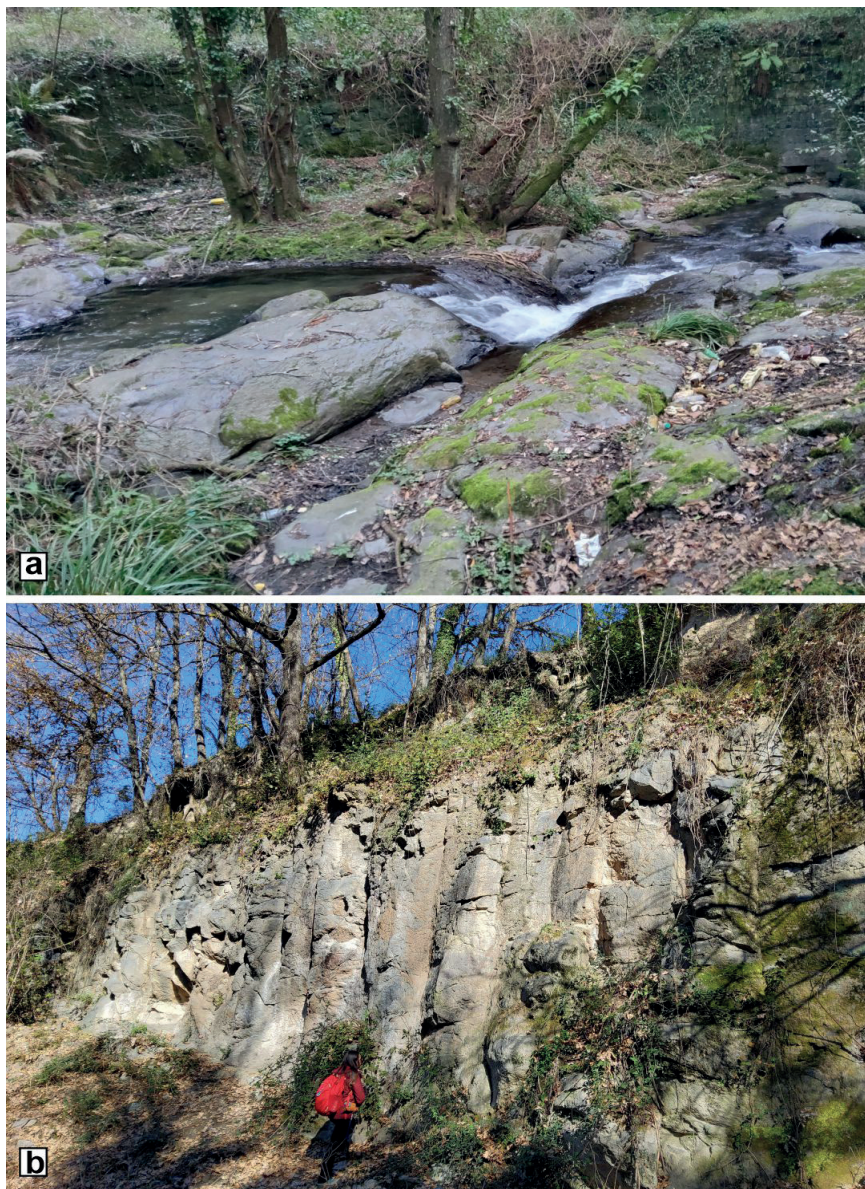


Fig. 56 - *Affioramento di lave del litosoma di Monte Lucno (SUO) in località Cascata delle Gomite (a) e in una piccola cava dismessa nel comune di Teano (CE), pertinente a una proprietà privata; si noti la fessurazione colonnare che caratterizza le lave lungo il fronte di cava (b).*



Fig. 57 - *Affioramento di scorie del litosoma di Monte Lucno (SUO_a) lungo la strada interpoderale che conduce al Santuario di Santa Maria di Costantinopoli nel comune di Teano (CE).*

Lo spessore massimo in affioramento è variabile tra 6 e 8 m per le lave, ed è di circa 4 m per i depositi scoriacei.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.9. - LITOSOMA DI TAVERNA SAN FELICE (**DTF**)

Roccia subvulcanica da debolmente a moderatamente porfirica per fenocristalli di clinopirosseno, di composizione fonotefritica, costituente un dicco esposto per uno spessore massimo di 30 m in cava a Taverna San Felice (**DTF_a**), incassato nei *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**) ai piedi del Monte Cesima, nella parte nord-occidentale del Foglio.

Al dicco sono associati banchi metrici di lapilli e blocchi di scorie vacuolari con leucite microcristallina e blocchi balistici rappresentati da litici carbonatici, lavici e scorie dense di dimensioni da centimetriche a decimetriche che diventano anche metriche nella parte alta del deposito (**DTF**), di spessore massimo 15 m. Questi ultimi prodotti derivano da attività esplosiva a carattere stromboliano, collegata al dicco, che si connota come un serbatoio di alimentazione non collegato a quello del vulcano di Roccamonfina, secondo quanto dedotto da NATALE *et alii* (2023), che mettono in relazione queste vulcaniti con le fasi di sollevamento del Monte Cesima.

Sulle rocce del dicco è stata ottenuta una datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $414,1 \pm 4,7$ ka (cfr. Titolo VIII, Tab. 1).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.10. - LITOSOMA DI MONTE CASI (LCI)

Lave di colore grigio-verdastro estremamente fratturate, a tessitura fine, con microcristalli di clinopirosseno. Tali lave costituiscono un duomo esogeno con un carapace costituito da blocchi lavici potentemente alterati ed esfoliati (Fig. 58), dalla morfologia ben conservata, localizzato immediatamente a ovest della frazione Casi di Teano. La composizione delle lave è fonolitica.

A S dell'areale di affioramento è evidente l'appoggio sulle lave delle scorie stromboliane del *litosoma di Masseria Scappucci* (UPI). Gli affioramenti di queste lave sono pochi e mal raggiungibili; lo spessore massimo esposto non supera i 3 m.

L'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinata su pasta di fondo (*groundmass*) per le lave del Monte Casi è di $404,1 \pm 1,1$ ka (cfr. Titolo VIII, Tab. 1).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*



Fig. 58 - Affioramento di lave del litosoma di Monte Casi (LCI) in cui è evidente la spinta esfoliazione.

4.11. - FORMAZIONE DI CAMPAGNOLA (GNL)

La *formazione di Campagnola (GNL)* è rappresentata da un deposito piroclastico, definibile come un tufo a ceneri e lapilli, costituito prevalentemente da una cinerite grigiastro-giallognola in cui sono immersi lapilli pomicei potentemente alterati di colore da bianco-grigiastro a giallastro-arancio, rari lapilli scoriacei più scuri in cui è evidente la presenza di cristalli di leucite analcimizzata, e lapilli litici di lave a leucite. All'interno della matrice sono presenti cristalli sciolti di leucite e, in minor misura, di sanidino e clinopirosseno.

Il deposito si presenta a luoghi massivo, a luoghi ha strutture tipo laminazioni piano-parallele o *bedform*, nonché orizzonti in cui si concentrano frammenti juvenili o litici di dimensioni da centimetriche a decimetriche (Fig. 59).

Gli affioramenti migliori in cui il deposito presenta le caratteristiche fin qui descritte si trovano nell'areale di Tuoro di Tavola, una frazione del comune di Roccamonfina situata nella zona centro-occidentale del Foglio.

Nella parte bassa della successione è a luoghi presente un livello di cinerite fine, privo di clasti, di colore bianco-giallastro e spessore massimo 50 cm. In alcuni siti soprattutto nell'area di Tora, uno dei due centri costituenti il comune di Tora e Piccilli, situato nella parte settentrionale del Foglio e a Campagnola, una frazione di Marzano Appio, nella zona centrale del Foglio stesso, si può osservare come la successione è costituita da più unità piroclastiche non separate da evidenti paleosuoli, ma in cui il passaggio è rimarcato dalla presenza di un livello basale cineritico da massivo a



Fig. 59 - Depositi della formazione di Campagnola (GNL) in località Tuoro di Tavola, nel comune di Roccamonfina (CE).

debolmente stratificato di spessore decimetrico e da evidenti discordanze. Il grado di litificazione dei depositi di questa formazione è variabile, in quanto si passa da una cinerite completamente sciolta a un deposito litificato (tufo) di colore variabile dal giallo-arancio al marrone (Fig. 60a), zeolitizzato per presenza di cabasite di neoformazione. La composizione del vetro estratto dai rari frammenti juvenili pomicei freschi è fonolitica. Dall'analisi al SEM è evidente all'interno dei clasti pomicei la presenza di cristalli di leucite completamente analcimizzata. La composizione del vetro delle scorie è anch'essa fonolitica. Gli spessori massimi sono di 80 m.

Al comune di Tora e Piccilli pertiene un geosito che interessa i depositi di **GNL**, situato in località Foresta, noto per essere uno dei più antichi paleoicnositi in Europa. Lungo un pendio leggermente inclinato (Fig. 60b) sono state, infatti,



Fig. 60 - Affioramento dei depositi della formazione di Campagnola nella sua facies più tipica (**GNL**), in cui il tufo appare ben litificato, di colore giallo-marrone e risulta zeolitizzato a cabasite (a). La foto proviene da un affioramento in località Foresta, nel comune di Tora e Piccilli (CE). L'affioramento si trova in prossimità del geosito denominato "Ciampate del Diavolo" (b) in cui sono presenti delle impronte fossili di *Homo heidelbergensis* **SCHOETENSACK 1908** (c).

reperite, disposte secondo varie “piste”, una serie di impronte di ominini (Fig. 60c) appartenenti alla specie *Homo heidelbergensis* SCHOETENSACK 1908, e di grossi animali impresse sulla piroclastite di **GNL** ancora in fase di solidificazione (si vedano, tra gli altri, MIETTO *et alii*, 2003; PANARELLO *et alii*, 2020, nonché la recente monografia molto esaustiva di MIETTO *et alii*, 2022). Il sito delle impronte è noto come “Ciampate del diavolo” in forza della leggenda che vedeva gli strani segni come lasciati dal passaggio di un essere diabolico.

Un deposito clastosostenuto (breccia vulcanica) con clasti decimetrici di natura litica poligenica in cui prevalgono le lave a leucite (**GNL_a**), affiora per limitate estensioni a chiudere le successioni della formazione nella zona di Campagnola - Tuoro di Tavola. La componente juvenile è qui difficilmente distinguibile perché molto alterata, la frazione fine è scarsa e intensamente argillificata. Lo spessore massimo è 2,5 m.

I depositi di questa formazione corrispondono a quelli delle fasi finali del “*brown leucitic tuff*” di LUHR & GIANNETTI (1987), e a quelli del “*Campagnola tuff*” di COLE *et alii* (1992).

I depositi di **GNL** si ritrovano prevalentemente in contatto con i depositi piroclastici del *gruppo di Teano* (**GE**) e talora è evidente (e.g. ad Ameglio) il contatto sommitale con i depositi della *formazione di Galluccio* (**GLU**) marcato da un paleosuolo. Un’età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $344,69 \pm 1.0$ ka (cfr. Titolo VIII, Tab. 1) è stata qui determinata sull’unità di **GNL** alla base di **GNL_a** in località Tuoro di Tavola, lungo il bordo della caldera principale. L’età della base della formazione è di $353,0 \pm 5,0$ (età K/Ar determinata da ROUCHON *et alii*, 2008).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.12. - LITOSOMA DI ULICI (**SUL**)

Lave compatte grigio scure, massive (Fig. 61), che contengono cristalli di clinopirosseno e feldspato alcalino e inclusi scoriacei nerastri poco vescicolati in cui sono visibili microcristalli di clinopirosseno. Tali lave, che poggiano sulle piroclastiti del *gruppo di Teano* (**GE**), formano un duomo con carapace scoriaceo localizzato lungo il bordo della caldera settentrionale, affiorante in buona parte nell’adiacente Foglio n. 416 “Sessa Aurunca”.

Il toponimo Ulici non è presente in carta per cui si rende necessario evidenziare che il duomo si trova poco a N dell’abitato della frazione Orchi di Conca della Campania.

La composizione della lava è fonolitica. Lo spessore massimo in affioramento è di 6 m. L’età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinata nell’ambito del presente lavoro è di $341,0 \pm 1,9$ ka (cfr. Titolo VIII, Tab.1).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*



Fig. 61 - Lave del duomo cartografato come litosoma di Ulici (**SUL**), localizzato lungo il bordo occidentale del Foglio.

4.13. - GRUPPO DI LAURO (**WT**)

Depositi piroclastici, intercalati a paleosuoli, che rimandano a una serie di eruzioni differenti, corrispondenti in letteratura al “*white trachytic tuff*” Auctt., per i quali si adotta, modificandolo, lo schema di DE RITA & GIORDANO (1996) e GIORDANO (1998a,b), che lo dividono in quattro sequenze eruttive o unità.

Il gruppo di Lauro prende il nome dall’omonima località rappresentativa nell’adiacente Foglio n. 416 “Sessa Aurunca”. Qui sono cartografate solo le unità corrispondenti alla formazione di Galluccio (**GLU**) e alla formazione di Cupa (**FPU**).

L’età, determinata con metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è compresa tra $322 \pm 4,0$ (GIANNETTI & DE CASA, 2000, ricalcolate in LEICHER *et alii*, 2023) e ca. 305 ka (questo lavoro; cfr. Titolo VIII, Tab. 1).

4.13.1. - *formazione di Cupa (FPU)*

Tufo cineritico fine a debole grado di litificazione. Il deposito piroclastico alla base si presenta come una cinerite massiva fine di colore biancastro che contiene lapilli millimetrici sia juvenili - rappresentati da pomice bianche potentemente alterate - che litici, costituiti da lave a leucite e clasti olocristallini alterati, concentrati soprattutto nella parte basale. La matrice cineritica è ricca di cristalli di sanidino. Nella parte alta della successione è presente un livello ad andamento lenticolare di spessore centimetrico costituito quasi esclusivamente da lapilli pomice di dimensioni centimetriche a spigoli vivi (Fig. 62).

Il meccanismo deposizionale prevalente è quello da corrente piroclastica diluita. La composizione degli elementi juvenili è trachitica. I depositi, reperiti in pochissimi affioramenti nel settore E del vulcano e cartografabili esclusivamente a E di Piedituoro e a SE di Tuorocasale, sono separati da un paleosuolo dai sovrastanti depositi della *formazione di Galluccio (GLU)*, e poggiano sulle piroclastiti del *gruppo di Teano (GE)*.



Fig. 62 - Sezione che evidenzia il passaggio dai depositi della formazione di Galluccio (**GLU**, in alto nella foto) a quelli della formazione di Cupa (**FPU**, in basso visibili sulla destra). Le due formazioni sono separate da un evidente paleosuolo posto poco al di sopra del martello utilizzato da scala di riferimento (in basso al centro nella foto). L'affioramento è localizzato nella parte nord-occidentale del Foglio, a sud dell'abitato di Piccilli, nel comune di Tora e Piccilli (CE), in una località in cui i depositi di **FPU** non risultavano cartografabili.

Lo spessore massimo affiorante non supera i 2 m. La formazione corrisponde al “*white trachytic tuff* - WTT Cupa” di DE RITA & GIORDANO (1996) e GIORDANO (1998a, b).

L'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ riportata per le fasi di apertura dell'eruzione del “*white trachytic tuff*” da GIANNETTI & DE CASA (2000) e ricalcolata in LEICHER *et alii* (2023), che ne identificano un tefra quale corrispondente distale nel bacino del Fucino, è di $322 \pm 4,0$ ka.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.13.2. - *formazione di Galluccio (GLU)*

Tufi debolmente litificati a lapilli pomicei e ceneri facenti capo a una successione complessa di depositi piroclastici (Fig. 63a) divisibile in due subunità (*sensu* GIORDANO, 1998a) non distinte in carta.

La subunità inferiore nella parte basale è costituita da una cinerite fine con evidenti laminazioni da parallele a incrociate (Fig. 63b) che passa verso l'alto a un livello cineritico massivo in cui sono inglobati rari lapilli accrezionali e lapilli pomicei bianchi, vescicolati con vacuoli allungati, poco porfirici per microcristalli di sanidino e biotite. Seguono orizzonti ricchi di frammenti juvenili pomicei da centimetrici a decimetrici quasi senza matrice, per lo più lenticolari, e livelli massivi in cui lapilli pomicei e litici sono immersi in una matrice di cenere grossolana costituita essenzialmente da materiale pomiceo, con rari litici lavici e sedimentari, molto alterati (Fig. 63d). Nella parte alta di questa successione sono presenti due livelli di pomici a spigoli vivi privi di matrice (Fig. 63c) che costituiscono dei *marker* areali, ben osservabili nella località Masseria Giorgio, e in tutto il settore a NE dell'abitato di Teano (Fig. 63a). La sequenza della subunità inferiore è chiusa da una cinerite fine bianco-grigiastra ricca in lapilli accrezionali, di spessore massimo 2 m, che è ben rappresentata fin nella Piana di Riardo, dove raggiunge spessori di circa 30 cm, come risulta evidente nella località Biasi, nel comune di Rocchetta e Croce (CE). In totale, lo spessore massimo di questa parte della successione raggiunge i 12 m. Nel complesso si tratta di depositi da corrente piroclastica diluita (*surge* piroclastico) ad eccezione dei due livelli *marker*, da riferire a depositi da caduta.

La subunità superiore è costituita da una sequenza di almeno tre orizzonti cineritici con dispersi lapilli juvenili pomicei che si concentrano nella parte alta. La successione è chiusa da livelli ad evidente stratificazione incrociata che verso l'alto presentano sciame di frammenti litici centimetrici. Gli spessori massimi sono di circa 15 m nell'area a N di Teano (località Monaco). Tali depositi sono da ascrivere prevalentemente a flussi piroclastici.

Nel settore S-SE del vulcano i depositi poggiano, tramite un paleosuolo, sui depositi del gruppo di Teano (GE) e del litosoma di Monte Lucno (SUO), mentre

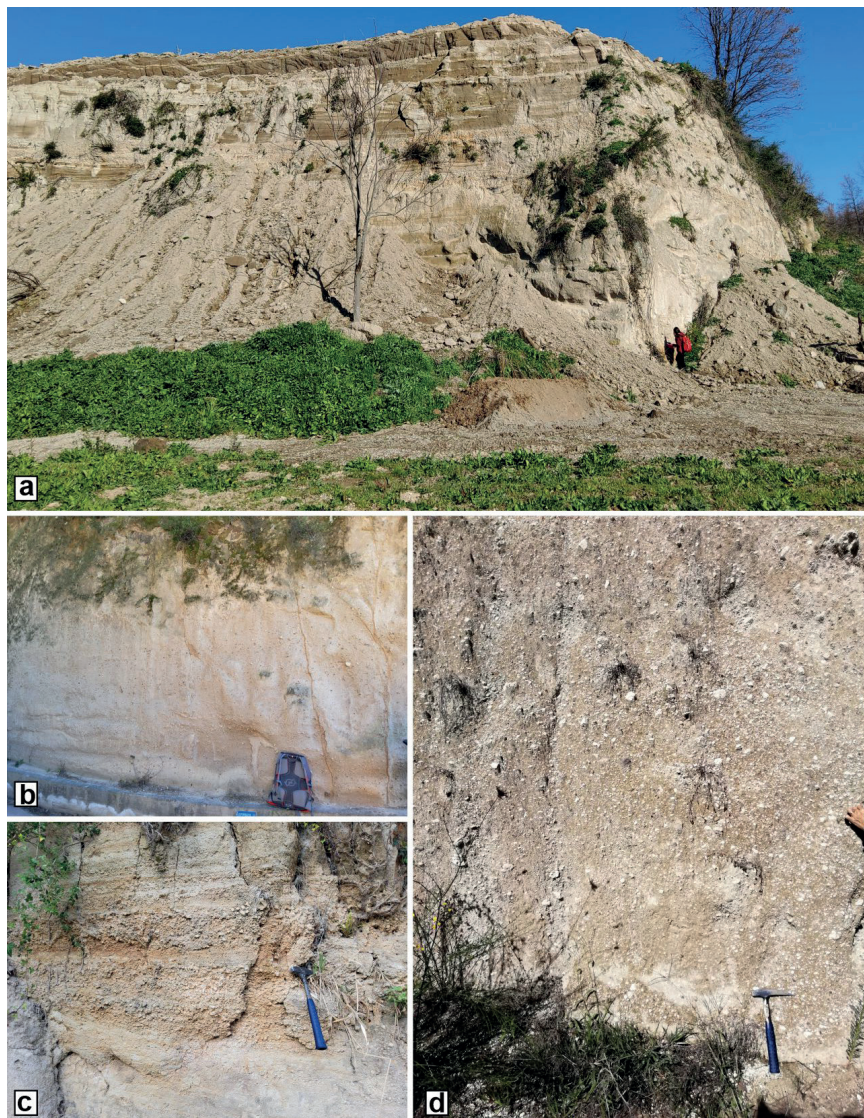


Fig. 63 - Sezione tipo della subunità basale della formazione di Galluccio (**GLU**) qui costituita da una cinerite fine a stratificazione incrociata, con evidenti strutture dunari. Sulla destra della foto, in corrispondenza della cima dell'albero, sono visibili i due livelli da caduta che rappresentano dei marker areali. La parete affiora in una cava dismessa nei pressi dell'abitato di Teano (CE) (a), deposito cineritico da correnti piroclastiche diluite della formazione di Galluccio (**GLU**) in località Masseria Mariella, all'estremità sud-occidentale del Foglio "Teano" (b), particolare di uno dei livelli da caduta marker a Caianello Vecchio (c), deposito massivo della formazione di Galluccio (**GLU**) a Santa Maria a Versano (d).

nel settore orientale prevale il contatto sui depositi della *formazione di Campagnola (GNL)*.

La frazione juvenile nei depositi della parte alta della successione è grigiastra, poco vescicolata e porfirica per fenocristalli di sanidino, pirosseno e biotite. La composizione delle pomici è trachitica, con grado di evoluzione che diminuisce al passaggio pomici bianche-pomici grigie. Corrisponde al “*white trachytic tuff-WTT Galluccio*” di DE RITA & GIORDANO (1996) e GIORDANO (1998a).

L'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è stata qui determinata su due campioni (cfr. Titolo VIII, Tab. 1), uno prelevato in località Masseria Coletta, nel bordo sud-occidentale del Foglio, l'altro prelevato alla base del Monte Lucno, a N di Teano, che hanno fornito rispettivamente un risultato di $305,8 \pm 1,24$ e $304,64 \pm 1,37$ ka, del tutto coincidente nei limiti dell'errore analitico.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.14. - LITOSOMA DI MONTE ATANO (ENO)

Depositi piroclastici rappresentati da orizzonti scoriacei scuri privi di matrice. I clasti scoriacei, potentemente alterati, contengono microcristalli di clinopirosseno. Derivano da attività stromboliana violenta e raggiungono spessori massimi in affioramento di 3 m.

I depositi piroclastici sono associati, nella parte basale della successione, a lave (Fig. 64) intensamente fratturate di colore grigio verdastro a grana fine e debolmente porfiriche per fenocristalli di clinopirosseno (**ENO_a**). Si riconoscono due colate sovrapposte che raggiungono una distanza di ca. 1 km dal centro eruttivo verso est, con spessore massimo osservabile di 5 m. Sia le scorie che le lave sono di composizione alcalibasaltica. In località Masseria Monaco le scorie stromboliane poggiano sulle lave del *gruppo di Teano* (**GE_b**), nel settore occidentale per un tratto sulle piroclastiti dello stesso gruppo (**GE**), dove il contatto è ben evidente in piccole grotte artificiali scavate alla base dei depositi scoriacei. Negli altri settori i depositi del *litosoma di Monte Atano* poggiano, senza evidenze di paleosuoli, su quelli della *formazione di Campagnola (GNL)*. Un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $290,4 \pm 2,0$ ka è stata determinata sulla pasta di fondo (groundmass) delle lave di **ENO_a**.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.15. - LITOSOMA DI COLLE LUPARA (EUP)

Depositi piroclastici affioranti nella porzione sud-occidentale del Foglio, costituiti nella parte basale da cineriti grigie sottilmente laminate a stratificazione da piano parallela a incrociata contenenti lapilli pomicei grigiastri di dimensioni



Fig. 64 - Affioramento di lave del litosoma di Monte Atano (ENO_a) potentemente fratturate (a) e delle scorie dell'attività stromboliana dello stesso centro eruttivo (ENO) (b).

centimetriche e frequenti lapilli accrezionali, di spessore massimo 3 m. Segue una successione di strati senza matrice, di lapilli e blocchi scoriacei di dimensioni da centimetriche a decimetriche porfirici per fenocristalli di biotite e contenenti leucite microcristallina, il cui spessore in affioramento raggiunge i 25 m.

I depositi, che si presentano a tratti potentemente arrossati, costituiscono un cono di scorie (Fig. 65a) la cui morfologia, rispetto a quella dei *litosomi* di *Masseria Scappucci* (UPI) e *Monte Auto* (AUT), appare meglio conservata soprattutto nella parte orientale, mentre appare collassata in quella occidentale. La sezione interna del cono è ben osservabile lungo un taglio che insiste sul piazzale di una cava abbandonata a quota 425 m s.l.m. (Fig. 65b), in cui si osservano, intercalati ai depositi piroclastici privi di matrice costituenti il cono (Fig. 65c), orizzonti plurimetri di materiale massivo in cui le scorie appaiono immerse in matrice e isoorientate, come da trasporto in corrente, probabilmente legati a fenomeni di franamento sindeposizionale.

La composizione del vetro della frazione juvenile scoriacea è fonotefritica così come la roccia totale (*bulk rock*). In località Colle Lupara è evidente l'appoggio delle piroclastiti di EUP sui depositi della *formazione di Campagnola* (GNL). Nella parte bassa della successione scoriacea sono intercalate lave con evidenti cristalli di feldspato alcalino alterato, biotite e clinopirosseno e leucite microcristallina (EUP_a), di colore da grigio scuro a verdastro massive, compatte. Tali lave,

di probabile origine clastogenica, sono ben preservate in località Colle Lupara (Fig. 65d) e si presentano in blocchi potentemente alterati ed esfoliati lungo il sentiero che porta all'abitato di Fontanelle. Esse raggiungono una distanza di circa 1 km dal centro eruttivo, lo spessore massimo in affioramento non supera i 2 m.

La composizione delle lave, analogamente a quella delle piroclastiti, è fonotefritica. Un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di $279,3 \pm 4,0$ ka è stata determinata sulla pasta di fondo (groundmass) delle lave di **EUP_a**.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p*

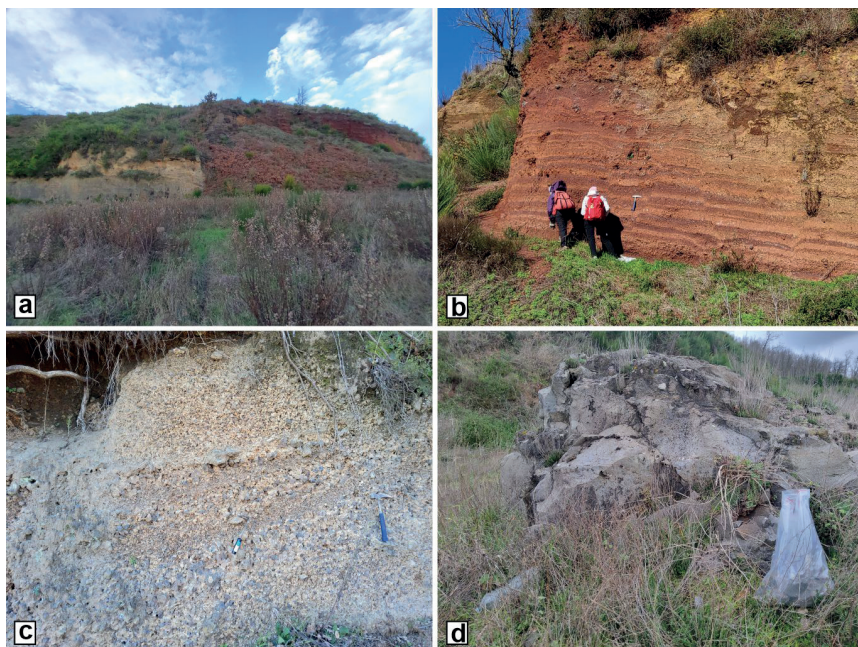


Fig. 65 - Il cono di scorie di Colle Lupara (litosoma di Colle Lupara - **EUP**), nel comune di Teano (CE) (a). Dettaglio della successione di orizzonti scoriacei nella parte orientale del cono (b) e particolare delle scorie (c). Blocco della lava intercalata nei livelli di scorie del litosoma di Colle Lupara (**EUP_a**) sul piazzale della cava dismessa (d).

4.16. - FORMAZIONE DI COLLE FRIELLO (**LLR**)

Lave da massive a fratturate in grossi blocchi di colore grigio, vescicolate con vacuoli allungati e stirati, a definire una tessitura fluidale. Le lave sono pressoché afriche, con rari microfenocristalli di clinopirosseno, e a luoghi si presentano potentemente alterate ed esfoliate (Fig. 66). Tali lave, la cui composizione risulta latitica, sono reperite in affioramento al bordo NO del Foglio (frazione di Cam-



Fig. 66 - Lave della formazione del Colle Friello (**LLR**) nel greto di un torrente in località Campozillone, comune di Mignano Monte Lungo (CE) (a), particolare di un blocco di lava con vacuoli stirati (b).

pozillone del comune di Mignano Monte Lungo) in spessori massimi dell'ordine di 2 m nelle incisioni torrentizie. Il centro eruttivo è, secondo ROUCHON *et alii* (2008), rappresentato da un cono eccentrico che si trova all'interno dell'adiacente Foglio n. 416 "Sessa Aurunca", in cui alle lave sono anche associati dei depositi piroclastici (DE' GENNARO & STANZIONE, 1970). Per questa formazione un'età di 269 ± 4 ka è stata determinata con metodologia K/Ar da ROUCHON *et alii* (2008).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.17. - FORMAZIONE DI CONCA DELLA CAMPANIA (NCP)

Deposito piroclastico costituito da una cinerite fine in cui sono immersi lapilli juvenili pomicei bianchi, frequentemente resi terrosi da alterazione secondaria prevalentemente dovuta a caolinizzazione della frazione vetrosa, contenenti cristalli di sanidino, e rari lapilli scoriacei grigi meglio preservati, insieme a frammenti centimetrici di litici lavici, tra cui prevalgono lave scure alterate con leucite macrocristallina.

I clasti sono talora disposti in sciame o lenti. Il grado di litificazione, che lo rende assimilabile a un tufo a lapilli pomicei, è da incipiente a molto spinto e negli orizzonti più litoidi sono presenti vacuoli dovuti alla rimozione dei clasti più grossolani per erosione differenziale. Nel complesso tutto il deposito è permeato a variabile grado da minerogenesi secondaria per neoformazione di cabasite, che gli conferisce un colore variabile dal giallastro al marroncino (Fig. 67). Il meccanismo deposizionale è da attribuirsi a una corrente piroclastica. Il nome della formazione deriva dall'area in cui esso è maggiormente rappresentato, che ricade nell'adiacente Foglio n. 416 "Sessa Aurunca". Nella zona del torrente Campozzillone i depositi della formazione poggiano sui depositi da flusso iperconcentrato, derivanti da processi di tipo *lahar*, del *sintema di Alife* (AFE_b), che qui si presentano costituiti prevalentemente da litici di natura lavica, altrove sono in appoggio sulle piroclastiti del *gruppo di Teano* (GE).

La composizione dei vetri estratti dalla frazione juvenile pomicea è trachitica, con contenuto in silice del 67 wt%. Lo spessore massimo in affioramento è di 3 m. Corrisponde allo "yellow trachytic tuff" di GIANNETTI (1996), e all' "ignimbrite di Conca" di COLE *et alii* (1992). ROUCHON *et alii* (2008) attribuiscono a questa



Fig. 67 - Depositi tufacei della formazione di Conca della Campania (NCP) affioranti nei pressi dell'autostrada A1 e dell'abitato di Potete, all'interno del comune di Conca della Campania (CE).

eruzione la formazione della caldera settentrionale, il cui bordo orientale ricade al limite con il Foglio “Teano”.

L'età qui determinata con metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è di $230,11 \pm 0,88$ ka (cfr. Titolo VIII, Tab. 1), che trova anche una buona corrispondenza con quella di $228,52 \pm 0,57$ ka del tefra a profondità 14,7 m del sondaggio T2 di Presenzano (cfr. figura 45). Poiché anche il chimismo dei vetri estratti dalle frazioni juvenili dei depositi della *formazione di Conca della Campania* e dal tefra è perfettamente corrispondente, il tefra è riferibile a questa eruzione.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.18. - LITOSOMA DI MASSERIA DEI CANI (**SEM**)

Deposito piroclastico massivo clastosostenuto costituito da lapilli e blocchi scoriacei arrossati ma ben conservati, di dimensioni massime decimetriche, senza matrice. È un deposito di scorie da attività stromboliana, di composizione fonotefritica, presente nella zona a N della Cascata delle Corriole (località Turiello - Fig. 68), maggiormente diffuso nell'adiacente Foglio n. 416 “Sessa Aurunca” in cui è ubicato il centro eruttivo, collassato nella parte meridionale.

A N poggia sui depositi della *formazione di Campagnola* (**GNL**), a E e S sulle piroclastiti del *gruppo di Teano* (**GE**).

Lo spessore massimo affiorante è di 2,5 m.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*



Fig. 68 - Depositi scoriacei massivi del cono di scorie di Masseria dei Cani (**SEM**), affioranti in località Turiello (Teano).

4.19. - LITOSOMA DI MASSERIA SCAPPUCCI (UPI)

Depositi piroclastici costituiti da blocchi e lapilli di scorie scure vacuolari di colore nero bruno contenenti cristalli di feldspato, e lapilli litici di natura lavica, di dimensioni centimetriche. È presente una ridotta componente cineritica potentemente argillificata. Le scorie hanno composizione di trachiandesite basaltica. A N tali depositi poggiano sulle lave del *litosoma di Monte Casi (LCI)*, a O sulle piroclastiti del *gruppo di Teano (GE)*. Si tratta dei depositi stromboliani di un apparato eccentrico la cui morfologia non è ben evidente, che con il cono di scorie del *litosoma di Monte Auto (AUT)* e il *litosoma di Colle Lupara (EUP)* costituisce un insieme di cono di scorie situati al limite settentrionale del comune di Teano, più precisamente a SO del duomo di Monte Casi (**LCI**) e a O della frazione di Casamostra. Gli spessori massimi in affioramento raggiungono i 4 m.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.20. - LITOSOMA DI MONTE AUTO (AUT)

Depositi piroclastici costituiti da blocchi e lapilli scoriacei scuri poco vescicolati di colore marrone, molto alterati soprattutto nella parte esterna e lapilli litici lavici, con una ridotta frazione cineritica potentemente argillificata di colore giallastro che incrosta le scorie (Fig. 69).

A O i depositi sono in appoggio sui depositi della *formazione di Campagnola (GNL)*, a S sulle piroclastiti del *litosoma di Colle Lupara (EUP)*. Il deposito è di origine stromboliana e costituisce un cono di scorie non completamente conservato, soprattutto nella parte meridionale, il che gli conferisce un profilo molto

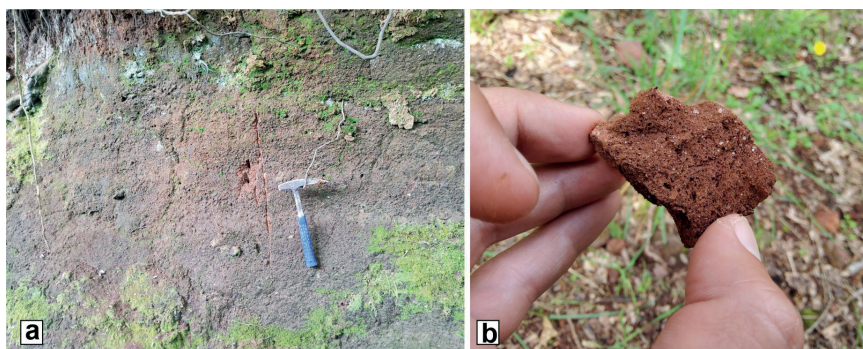


Fig. 69 - Banco di lapilli scoriacei del *litosoma di Monte Auto (AUT)* (a) e particolare di una scoria (b).

asimmetrico. La composizione della frazione juvenile è trachibasaltica. Gli spessori massimi in affioramento sono di 5 m.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.21. - FORMAZIONE DI SAN GIULIANO DI TEANO (GUT)

Successione complessa di depositi piroclastici facenti capo a diverse unità litostratigrafiche non cartografabili singolarmente, affioranti in maniera discontinua nella parte meridionale del Foglio i cui centri di emissione non sono sempre individuabili, associati a lave. Le lave (GUT) sono di colore grigio scuro, compatte, con evidente fessurazione colonnare. Un affioramento molto rappresentativo si ritrova in località Cascata delle Corriole, in prossimità della frazione Cappelle di Teano, dove è possibile osservare una parete di 10 m di lave compatte in appoggio sulle piroclastiti alla base del *litosoma di Colle Lupara* (EUP), per un'estensione ridotta che rende il contatto non cartografabile. Belle esposizioni sono reperibili, inoltre, in prossimità dell'abitato di Fontanelle, lungo un tratto della via Francigena, dove le lave raggiungono in affioramento uno spessore di 15 m (Fig. 70). A luoghi, come a O dell'abitato della frazione di Casamostra, esse si presentano potentemente alterate ed esfoliate.

Le lave contengono fenocristalli di mica scura e plagioclasio, la composizione è trachianandesitica. Sono stratigraficamente sovrapposte alla litofacies piroclastica (GUT_a) e in appoggio sulle piroclastiti del *gruppo di Teano* (GE).

Le piroclastiti (GUT_a) sono rappresentate da una sequenza ritmica di orizzonti cineritici piano paralleli alternati a orizzonti più grossolani ricchi in lapilli scoria-cei estremamente porfirici per fenocristalli di mica biotite. La componente litica è rappresentata da rari frammenti centimetrici di lave con leucite e clasti tufacei idrotermalizzati. Il deposito contiene rari blocchi balistici. Lo spessore massimo in affioramento è di 4 m in località Masseria Acquarola (Fig. 71). Va qui segnalata la possibile corrispondenza con quello che GIANNETTI (1996) definiva "tufo basaltico trachitico di Tuoripunzoli", per il quale ipotizzava un centro di emissione all'interno della caldera di Roccamonfina e forniva un'età di $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di 274 ± 7 ka, che affiora proprio al limite nord-occidentale del Foglio "Teano" (loc. Cave) ma pertiene al Foglio n. 416 "Sessa Aurunca".

In corrispondenza del centro di Corteromana, a N dell'abitato di San Giuliano, affiorano spessori inferiori al metro di lapilli scoria-cei arrossati senza matrice di dimensioni massime centimetriche, di origine stromboliana, da ascrivere a un probabile centro eruttivo locale. Le piroclastiti di GUT_a poggiano sui depositi della *formazione di Campagnola* (GNL) in zona Masseria Acquarola, altrove sui depositi piroclastici del *gruppo di Teano* (GE) e, limitatamente, sui depositi piroclastici della *formazione di Galluccio* (GLU), in affioramenti non cartografabili.



Fig. 70 - Lave massive della formazione di San Giuliano di Teano (GUT) affioranti nei pressi dell'abitato di Fontanelle, frazione del comune di Teano (CE).



Fig. 71 - Alternanze di livelli ricchi di lapilli scoriacei e livelli cineritici con stratificazione piano-parallela della formazione di San Giuliano di Teano (GUT_a) affiorante in località Masseria Acquarola nei pressi dell'abitato di San Giuliano, frazione del comune di Teano (CE).

L'età è stata qui determinata con metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su due campioni di lava prelevati alla cascata delle Corriole e a N di Casamostra, e sono risultati rispettivamente di $224,8 \pm 0,9$ e $223,6 \pm 0,9$ ka (cfr. Titolo VIII, Tab. 1), quindi tra loro indistinguibili nei limiti dell'errore analitico.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.22. - FORMAZIONE DI GAROFALI (FGF)

La formazione è prevalentemente rappresentata da depositi cineritici debolmente litificati da massivi a stratificati, con stratificazione da incrociata a pianoparallela, e presenza di rari lapilli accrezionali. La frazione juvenile è qui rappresentata da scorie scure di dimensioni millimetriche e rarissime pomici bianche fortemente alterate, che appaiono bandate, e da numerosi cristalli sciolti di sanidino e clinopirrosso. Il colore del deposito varia dal giallo intenso al rossastro (Fig. 72a,b). La componente juvenile è potentemente alterata, per presenza di caolino, ed è stato possibile determinare la sola composizione puntuale dei frammenti vetrosi, che è risultata trachitica. Lo spessore massimo in affioramento è di 15 m. Gli affioramenti più rappresentativi sono nei dintorni dell'abitato di Garofali, una frazione del comune di Roccamonfina ubicata sul bordo occidentale del Foglio.

Alla base dei depositi di **FGF**, nella zona di Pepeni, è presente un deposito (**FGF_a**), con 3 m di spessore massimo affiorante, costituito da orizzonti pressoché privi di matrice di lapilli pomicei di colore grigio chiaro e afirici, alternati a livelli cineritici con evidenti stratificazioni incrociate e banchi massivi di lapilli pomicei immersi in una matrice cineritica (Fig. 72c). La composizione della frazione juvenile, determinata sulla frazione vetrosa, è trachitica. Il meccanismo deposizionale prevalente è da *surge* piroclastico. Questi depositi, ancorché all'interno di essi non ci siano nette evidenze di paleosuoli, corrispondono probabilmente ai prodotti di più eventi eruttivi verificatisi in un ristretto intervallo temporale, tra cui quelli ascritti in letteratura alle fasi finali del “*white trachytic tuff*” come l'“unità G” dell'“*Upper WTT*” di GIANNETTI & DE CASA (2000), per il quale gli autori forniscono un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di 230 ± 9 ka.

Intercalato all'interno della parte alta della successione di **FGF**, senza un paleosuolo, è presente lungo il bordo calderico nella zona di Garofali un banco privo di matrice costituito da lapilli e blocchi scoriacei nerastri, di dimensioni fino a metriche, con vacuoli a sezione circolare, ricchi di cristalli di feldspato, e blocchi litici di natura lavica (**FGF_b**; Fig. 72d). Il deposito è di natura stromboliana, la composizione della frazione juvenile, ottenuta sulla roccia totale (*bulk rock*), è trachandesitica. Questo deposito corrisponde al “membro di Torano” di COLE *et alii* (1992). Lo spessore massimo in affioramento è di 2 m.

I depositi della formazione sono il frutto di una sequenza complessa dei depositi di varie eruzioni costituiti da alternanze di orizzonti ricchi in pomici con

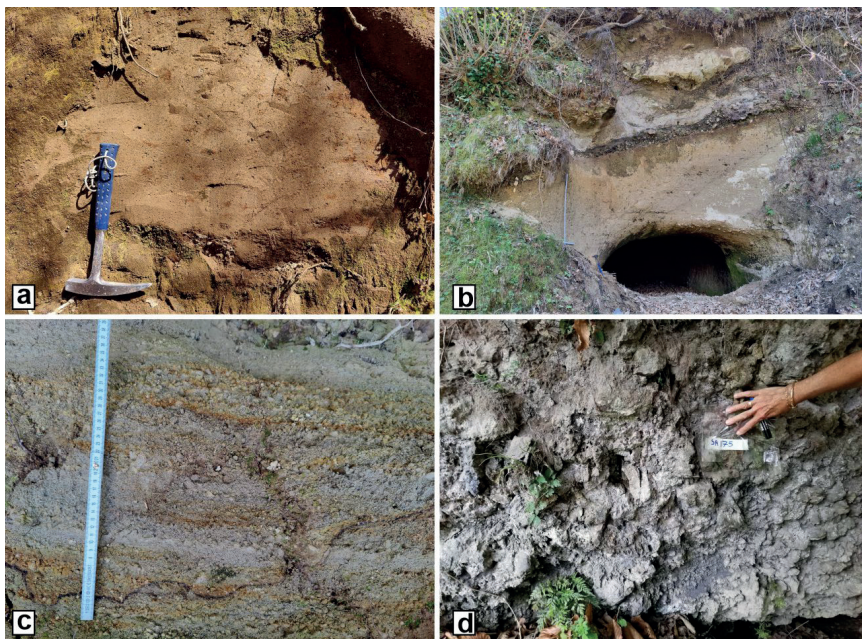


Fig. 72 - Depositi della formazione di Garofali (**FGF**) lungo la strada comunale Boschetto, in località Tuoro di Tavola (a, b); Depositi della litofacies **FGF_a** della formazione di Garofali, lungo la strada comunale Boschetto (c). Depositi della litofacies **FGF_b**, costituiti da lapilli e blocchi scoriacei ("membro di Torano" di COLE et alii, 1992), nei pressi dell'abitato di Garofali (d).

variabile tenore di matrice cineritica e prevalenti livelli cineritici da massivi a stratificati, a carattere per lo più freatomagmatico, con centro (centri?) di emissione ubicati all'interno della caldera principale del Roccamonfina.

L'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è stata qui determinata su cristalli di sanidino estratti dalla frazione sciolta (matrice) dell'unità principale (**FGF**), ed è risultata di $212,1 \pm 0,3$ ka (cfr. Titolo VIII, Tab. 1).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.23. - LITOSOMA DI MONTE SANTA MARIA (**RMI**)

Lave di colore grigio scuro, compatte, debolmente porfiriche per microfenocristalli di pirosseno e feldspato. La composizione delle lave è fonolitica. Lo spessore massimo in affioramento è 2 m. Le lave costituiscono un duomo esogeno localizzato lungo il bordo della caldera principale (Fig. 73), di cui è meglio preservata la porzione orientale, che insiste sulla località Guado della Mola. Poggia-



Fig. 73 - Blocchi di lave del litosoma di Monte Santa Maria (**RMI**) nell'omonima località.

no a S (località Pepeni) sui depositi basali della *formazione di Garofali* (**FGF_a**) e altrove sulle piroclastiti (**GE**) e le lave a leucite macrocristallina (**GE_b**) del gruppo di Teano.

L'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di 220 ± 7 ka è stata determinata da GIANNETTI (2001). Dai dati di campo non emerge il rapporto tra le lave di questo litosoma e i depositi di **FGF**, per cui, considerato anche il dato di età, si può ipotizzare che essi siano più recenti della litofacies basale della *formazione di Garofali* (**FGF_a**) ma, con tutta probabilità, più antichi della sua parte predominante (**FGF**), che è stata qui datata a $212,1 \pm 0,3$ ka (cfr. Titolo VIII, Tab. 1).

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*

4.24. - FORMAZIONE DI VALLAMATI (**VLI**)

Deposito piroclastico costituito da lapilli e blocchi juvenili scoriacei, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, e blocchi e lapilli lavici molto alterati di forma arrotondata, che presenta una componente di cenere grossolana potentemente argillificata. Le scorie sono dense e compatte, di colore marrone tendente al giallo quando alterate, con vacuoli tondeggianti. Esse si presentano porfiriche per cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e abbondante biotite.

La composizione delle scorie, ottenuta sulla roccia totale (*bulk rock*), è trachandesite basaltica. È un deposito di scorie da attività stromboliana, che si trova

in affioramenti di ridotta estensione al limite della zona intracalderica in prossimità della località Tavola del comune di Roccamonfina (Fig. 74), in appoggio sui depositi della *formazione di Garofali (FGF)*.

La formazione è prevalentemente diffusa nell'adiacente Foglio n. 416 "Sessa Aurunca", in cui è presumibilmente localizzato il centro di emissione, di cui non è nota l'esatta ubicazione. Gli spessori massimi in affioramento non superano il metro.

PLEISTOCENE MEDIO *p.p.*



Fig. 74 - Deposito di scorie della formazione di Vallamati (**VLI**) in località Tavola del comune di Roccamonfina (CE).

4.25. - TRAVERTINI DI MONTANARI (**TNM**)

Nella piana di Riardo, in prossimità della località Montanari (a E della zona delle sorgenti di acque minerali) tra circa 135 e 140 m di quota, il terrazzo impostato sui depositi lacustri del *sintema di Alife (AFE_{e2})* è ricoperto da una placca di *calcareous tufa* ben stratificati con spessore stimabile in 4-5 m (Fig. 75). La placca è dissecata dal reticolo che trova recapito nel Savone di Assano e predetta il *Tufo Grigio Campano (TGC)*, che si è depositato all'interno delle valli. Per i rapporti con **AFE** e **TGC**, i *travertini di Montanari (TNM)* sono inquadrabili tra la parte finale del Pleistocene Medio e la parte iniziale del Pleistocene Superiore. Un campione del deposito è stato analizzato con il metodo U/Th. La datazione di $112,83 \pm 0,27$ ka ottenuta, sebbene imprecisa a causa della presenza di un'abbondante componente detritica, risulta in linea con il quadro stratigrafico e consente di circoscriverne l'età alla parte bassa del Pleistocene Superiore.

PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*



Fig. 75 - Panoramica (A) e dettaglio (B) dei travertini di Montanari (TNM) affioranti alla base del versante di M. Lillo, in prossimità del Ponte Romano (piana di Riardo).

4.26. - SINTEMA DI PIEDIMONTE MATESE (DMT)

Il *sintema di Piedimonte Matese* include depositi alluvionali e depositi di diversa tipologia ad essi correlabili, messi in posto nelle valli dopo la dissezione dei depositi del *sintema di Alife* (AFE) e dei *travertini di Montanari* (TNM).

La superficie superiore corrisponde a forme ben conservate, reincise dalla rete idrografica e sospese fino a 4-5 m sui livelli di base attuali. Pressoché ovunque, nell'area del Foglio, la parte alta dei depositi del sintema ricopre, o è in rapporti di incastro morfologico, con il deposito del *Tufo Grigio Campano* (TGC); a luoghi (*bajada* al fronte del Matese), i depositi includono il tefra del Tufo Giallo Napoletano *Auctt.* (vedi TGN del Foglio n. 446-447 "Napoli"), datato con metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a $14,9 \pm 0,4$ ka (DEINO *et alii*, 2004).

Per i rapporti con il *sintema di Alife* (AFE), i *travertini di Montanari* (TNM) e i citati tefra, l'età del sintema ricopre quasi interamente il Pleistocene Superiore, spingendosi fino alla parte bassa dell'Olocene.

Si distinguono un subsintema (*subsintema di Riardo*, DMT₁) e tre tipologie di depositi.

PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.* - OLOCENE *p.p.*

deposito alluvionale (DMT_b)

Il deposito alluvionale è costituito da ciottoli (dimensioni da centimetriche a decimetriche) prevalentemente di natura carbonatica con matrice sabbiosa, alternati a livelli sabbiosi e limosi con rari ciottoli, a luoghi argille; presentano livelli con stratificazione piano-parallela e livelli con stratificazione incrociata ed è riferibile ad ambiente di piana alluvionale. A luoghi, i depositi alluvionali includono livelli di torbe (ad es., sondaggio T4; cfr. Fig. 44).

I depositi più estesi sono quelli che, tra il limite nord del Foglio e la soglia di Ailano, occupano la piana alluvionale del Volturno (Fig. 76), dove sono chiara-

mente incastrati nelle scarpate incise nel *Tufo Grigio Campano* (TGC). È ipotizzabile che, almeno in parte, siano riferibili alla parte bassa (pre-TGC) del sistema depositi fluviali carotati in pochi sondaggi ubicati lungo la valle del Volturno; in essi si evidenzia la presenza di depositi ghiaiosi con spessore fino a 10-15 m, sovrapposti ai depositi lacustri limoso-sabbiosi del *sintema di Alife* (AFE_{e2}).

Il deposito include ghiaie, a luoghi conglomerati da ben selezionati a eterometrici, a clasti di natura carbonatica, con variabile grado di arrotondamento e con matrice sabbiosa. Essi includono livelli e lenti di depositi sabbioso-limosi e sono riferibili ad ambiente di conoide alluvionale. Gli affioramenti (Figg. 77, 78) mostrano che i depositi sono costituiti da alternanze tra livelli clastosostenuti di ghiaie e conglomerati, e livelli sostenuti da matrice; a luoghi sono presenti paleosuoli. Sono ascrivibili a questa tipologia i depositi che, nel sondaggio T1, ricoprono i depositi limoso-sabbiosi del *sintema di Alife* (AFE_{e2}) (cfr. Fig. 46).

Nell'ambito dei grandi apparati di conoide che si sviluppano lungo il fronte del Matese (che rientrano nella tipologia delle conoidi sovrapposte; VALENTE *et alii*, 2019a) e del M. Maggiore, i depositi del *sintema di Piedimonte Matese* sono stati distinti da quelli attribuiti al sottostante *sintema di Alife* (AFE) sulla base degli incastrati morfologici e del grado di erosione delle superfici. A luoghi (fronte del M. Cesima, nella piana di Presenzano, e bordi meridionale e settentrionale



Fig. 76 - Depositi terrazzati ghiaiosi e sabbioso-limosi del *sintema di Piedimonte Matese* (DMT_b), affioranti in sinistra del F. Volturno, località Isola, a ovest del ponte sulla SP 281. Si notino in B le clinostratificazioni di barra progredante nell'orizzonte sabbioso.



Fig. 77 - Affioramenti del sintema di Piedimonte Matese (DMT_b) ubicati, rispettivamente, nella parte mediana (A, lungo la Via Comunale) e distale (B, sinistra della valle del Rio Cattivo Tempo) della conoide di Presenzano. Il deposito è costituito da ghiaie a clasti carbonatici centimetrici e subarrotondati, con livelli limoso-sabbiosi rubefatti; nell'immagine in B, si noti l'appoggio delle ghiaie sul deposito del Tufo Grigio Campano (TGC).

della piana di Riardo) dati di affioramento e di sottosuolo indicano che la parte più alta e/o distale delle conoidi ricopre il deposito del *Tufo Grigio Campano* (TGC) (Fig. 77). La notevole ampiezza delle conoidi e la composizione dei depositi permettono di ritenere che la loro formazione copra le crisi climatiche del tardo Pleistocene Superiore: la presenza del tefra del "Tufo Giallo Napoletano" Aucutt., intercalato alla parte alta dei depositi ai piedi del Matese (a N di Alife; Fig. 78)



Fig. 78 - Deposito di conoide del sintema di Piedimonte Matese (DMT_b ; in A), includente il tefra del "Tufo Giallo Napoletano" Aucutt. (B, ubicazione in A), affiorante lungo il fronte del Matese, presso il limite orientale del Foglio (conoide di località S. Michele, a nord di Alife).

attesta che la crescita delle conoidi è proseguita dopo l'Ultimo Massimo Glaciale, spingendosi al *Younger Dryas* (12-13 ka), il cui segnale è ben documentato nelle aree montuose del Mediterraneo Centrale (ALLARD *et alii*, 2021).

detrito di falda (DMT_{a3})

Detrito di versante costituito prevalentemente da ghiaie e blocchi, anche pluri-decimetrici, spigolosi di natura carbonatica, con matrice limoso-sabbiosa bruna e rossastra; formano, lungo e ai piedi di versanti carbonatici, falde e con accresciutisi prevalentemente durante le crisi climatiche del Pleistocene Superiore.

travertino (DMT_{fl})

Nella valle del Savone di Assano, in prossimità dell'area delle sorgenti di acque minerali, si rinvencono due depositi di travertino di estensione e spessore limitati. Uno di essi costituisce una piccola placca dello spessore di 2-3 m che si rinviene in appoggio sul *Tufo Grigio Campano (TGC)*; il deposito consiste di livelli di sabbie/



Fig. 79 - Deposito di travertino (DMT_{fl}) in appoggio sul Tufo Grigio Campano (TGC), affiorante lungo la scarpata in sinistra del torrente Savone di Assano.

limi carbonatici alternati a livelli di *calcareous tufa* (Fig. 79); nel deposito, sostanzialmente privo di concrezioni laminate, non si sono rinvenuti livelli databili.

Si segnala la presenza di un secondo deposito, di estensione molto limitata (non cartografabile), presente all'interno dello stabilimento FERRARELLE S.P.A., lungo il fianco sinistro della valle. Non è in diretto rapporto con il TGC, che affiora sul fianco opposto della valle. Tuttavia, per la sua posizione (sospeso circa 10 m sui depositi olocenici del fondovalle) e perché eroso e frammentato, è inquadrabile nelle iniziali fasi di dissezione del TGC. Un campione prelevato da tale deposito è stato analizzato con il metodo U/Th; come nel caso dei *travertini di Montanari (TNM)*, il campione presenta una componente detritica e l'età ottenuta ($24,470 \pm 0,35$ ka), seppure coerente con il quadro stratigrafico, è da considerarsi non precisa.

4.26.1. - *subsintema di Riardo (DMT₁)*

Sono riferiti a questa unità depositi alluvionali che si rinvengono, nella piana di Riardo, in appoggio sulla superficie deposizionale indissecata o blandamente dissecata del *Tufo Grigio Campano (TGC)*, a luoghi ricoprendo paleosuoli che marcano la superficie di quel deposito. La superficie superiore corrisponde a forme deposizionali ben conservate, blandamente incise dalla rete idrografica, che recano incastrati i depositi fluviali della parte alta del *sintema di Piedimonte Matese (DMT_b)*. I depositi, che hanno spessori in media di 5-6 m e sono distinguibili in numerosi sondaggi pregressi, sono costituiti da depositi prevalentemente fini, sabbiosi e sabbioso-limosi, costituiti in massima parte da piroclastiti rimaneggiate; ai depositi a tessitura fine si alternano livelli di ciottoli di natura carbonatica ben arrotondati, con matrice sabbiosa, e, a luoghi, torbe. Sono riferibili ad ambiente di piana alluvionale.

È ipotizzabile che la deposizione del subsintema sia stata indotta dallo sbarramento, da parte del *Tufo Grigio Campano (TGC)*, poi eroso, della valle del Rio della Starza.

PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*

4.27. - TUFO GRIGIO CAMPANO (TGC - "Ignimbrite Campana" *Auctt.*)

Tufo cineritico costituito da una matrice di cenere in cui sono immersi frammenti di scorie collassate millimetriche grigio-scuri, rare pomici alterate di dimensioni centimetriche e litici millimetrici. Sono presenti cristalli sciolti di feldspato alcalino (sanidino) e biotite. Il deposito si presenta massivo a variabile grado di saldatura, ma sempre di bassa densità alla scala del campione. Negli af-

fioramenti in cui è maggiore il grado di saldatura il colore varia dal grigio piombo al marrone ed a luoghi è ben evidente una fessurazione colonnare. In rari casi, se debolmente litificato, il tufo assume una colorazione grigio-giallastra.

Laddove la base è osservabile, è presente un livello cineritico stratificato di colore marrone-arancio (USAF - “*Unconsolidated Stratified Ash Flow*” - di FEDELE *et alii*, 2016). Il *Tufo Grigio Campano (TGC)* è un deposito da corrente piroclastica il cui centro di emissione è la caldera dei Campi Flegrei. Il TGC riempie le valli alle pendici del vulcano di Roccamonfina e l'interno della caldera, le valli/paleovalli incise nei depositi alluvionali/lacustri del *sintema di Alife (AFE)* e ricopre con spessori limitati (da < 1 m a 3-4 m) le superfici dei terrazzi impostati su quei depositi. Il TGC è intercalato ai depositi del *sintema di Piedimonte Matese (DMT)*. Lo spessore complessivo varia da un metro fino a 15-20 m dove il deposito colma paleovalli incise nei sottostanti depositi del *sintema di Alife (AFE)* e nei depositi del vulcano di Roccamonfina pertinenti principalmente a *gruppo di Teano (GE)*, *formazione di Galluccio (GLU)*, *formazione di San Giuliano di Teano (GUT)* e *formazione di Conca della Campania (NCP)*.

Gli affioramenti più rappresentativi, in cui è osservabile la base in appoggio sui depositi del *gruppo di Teano (GE)* si trovano nella zona nord-occidentale del Foglio (località Pisciarrello del comune di Conca della Campania - Figg. 80, 81), in cui il TGC si presenta di colore grigio scuro e con evidente fessurazione colonnare.



Fig. 80 - Tufo Grigio Campano (*TGC* - “*Ignimbrite Campana*” Auctt.) in località Pisciarrello del comune di Conca della Campania (CE), in cui è ben evidente la fessurazione colonnare.



Fig. 81 - Base del Tufo Grigio Campano (**TGC** - “Ignimbrite Campana” Auctt.) in località Pisciarello del comune di Conca della Campania (CE).

La composizione della frazione juvenile è trachitica. In letteratura sono disponibili numerose determinazioni di età, qui si riporta quella estremamente precisa di $39,85 \pm 0,14$ ka ottenuta da GIACCIO *et alii* (2017) con metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ grazie all'analisi di tre diversi campioni estratti da differenti litofacies delle correnti piroclastiche dell'eruzione dell' "Ignimbrite Campana" Auctt.

PLEISTOCENE SUPERIORE *p.p.*

5. - DEPOSITI CONTINENTALI IN CORSO DI FORMAZIONE

5.1. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (**b₂**)

Coltri eluvio-colluviali delle conche carsiche dei rilievi carbonatici, costituite da piroclastiti e suoli risedimentati misti a clasti carbonatici di dimensioni da centimetriche a decimetriche; includono orizzonti piroclastici, tra cui il *Tufo Grigio Campano* (TGC), cartografato dove possibile per ragioni di scala.

Gli spessori, noti solo in alcune aree da sondaggi pregressi, sono variabili e, in genere, compresi tra pochi metri (4-5) fino ad oltre 10-15 m.

L'età della base dell'unità, non determinabile, potrebbe in più casi spingersi al Pleistocene Medio.

PLEISTOCENE MEDIO? *p.p.* - OLOCENE

5.2. - DEPOSITO COLLUVIALE (**b₇**)

Depositi delle falde colluviali presenti ai piedi dei versanti bordieri dei bacini alluvionali e su superfici di erosione intagliate nei versanti carbonatici; ricorrono anche lungo la fascia di raccordo tra l'edificio del vulcano di Roccamonfina e le superfici terrazzate impostate sui depositi del *sintema di Alife* (AFE), dove sono stati cartografati solo a luoghi per motivi di scala o a causa del ridotto spessore; gli spessori dei depositi cartografati sono in genere inferiori a 10 m.

A tessitura sabbioso-limosa prevalente, i depositi cartografati sono costituiti da suoli e vulcanoclastiti risedimentate e includono a luoghi clasti spigolosi di natura carbonatica di dimensioni da centimetriche a decimetriche in lenti e livelli (Fig. 82). In depositi ubicati lungo il versante NE dei Monti di Baia e Latina e su una superficie sospesa lungo il versante del Matese è stato rinvenuto il *Tufo Grigio Campano* (TGC) (VALENTE *et alii*, 2019a; Fig. 82). Si rinvencono in appoggio di diverse unità e sulle superfici terrazzate impostate su AFE e pertanto, in generale, sono inquadrabili in un intervallo temporale ampio.

PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE



Fig. 82 - Depositi colluviali (**b₇**) includenti il tefra del Tufo Grigio Campano (**TGC**), affioranti lungo il versante del Matese, (A) a NO di Raviscanina (a sinistra, si noti il livello grigio tra le stone lines), (B) e ai piedi del versante NE di Baia e Latina (a destra nella foto).

5.3. - DEPOSITO DI VERSANTE (**a**)

Depositi di versante formanti accumuli lungo i versanti in roccia carbonatica; sono costituiti da clasti grossolani ed eterometrici, generalmente spigolosi, di natura carbonatica e con matrice limoso-sabbiosa, talora abbondante, con orizzonti e lenti limoso-sabbiose bruno-rossastre, derivanti dalla risedimentazione di depositi piroclastici e suoli; a luoghi (pie' della scarpata settentrionale del M. S. Nicola) gli accumuli sono ancora attivi. Gli spessori sono, in genere, limitati, non superiori alla decina di metri.

PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE

5.4. - DEPOSITO DI FRANA (**a₁**)

Accumuli caotici costituiti da sabbie, ghiaie e blocchi di natura arenacea o calcareo-marnosa, con matrice argilloso-limosa. Le dimensioni dei corpi sono variabili, ma in genere limitate; pertanto, sono stati cartografati solo a luoghi. Gli spessori variano da pochi metri ad alcune decine di metri.

OLOCENE

5.5. - DEPOSITO DI ORIGINE MISTA: TORRENTIZIO (**i**)

Ghiaie eterometriche e sabbie con matrice limoso-argillosa, a luoghi prevalente, formano accumuli caratterizzati da assetto caotico, male o non stratificati; lo spessore è di pochi metri.

OLOCENE

5.6. - DEPOSITO ALLUVIONALE (b)

L'unità include depositi costituiti prevalentemente da ghiaie, a clasti ben arrotondati da centimetrici a decimetrici, e sabbie, subordinatamente limi e argille, degli alvei e delle golene dei corsi d'acqua principali; gli spessori sono nell'ordine di 2-3 m. I depositi del fondovalle attivo del Volturno includono i depositi dei meandri abbandonati, delle barre longitudinali e delle golene laterali, che occupano aree anche molto ampie (> 2 km) in particolare a O e N della soglia di Ailano (Fig. 83).

Sono compresi nell'unità depositi costituiti da ghiaie in lenti e livelli alternate a sedimenti prevalentemente sabbioso-limosi, di conoide alluvionale. I depositi ghiaiosi sono in genere costituiti da clasti di natura carbonatica, da subarrotondati a spigolosi, con basso grado di classazione o eterometrici, di dimensioni variabili da decimetriche a centimetriche e, di frequente, con disposizione caotica. Presentano matrice sabbioso-limosa bruno-rossastra, in genere abbondante, con depositi che appaiono prevalentemente sostenuti da matrice. A luoghi includono resti ceramici. Gli spessori sono variabili e, comunque, inferiori alla decina di metri. I depositi dell'unità sono stati carotati con il sondaggio T1 (Fig. 46).

OLOCENE *p.p.*



Fig. 83 - Depositi ghiaiosi-sabbiosi di barra (altezza di circa 2 m) messi in posto con la piena del gennaio 2023 nella piana del Fiume Volturno (località Isola).

5.7. - DEPOSITO ANTROPICO (**h**)

Materiali eterometrici prodotti da attività estrattiva, localizzati nei piazzali di cave attive e dismesse; riporti a tessitura sabbiosa e ghiaiosa di spessore plurimetrico.

OLOCENE *p.p.*

VI - TETTONICA

(a cura di S. Vitale)

Il Foglio “Teano” ricade nella parte settentrionale della regione Campania e comprende un segmento dell’orogene sud-appenninico.

L’Appennino meridionale è una catena a pieghe e sovrascorrimenti caratterizzata dalla sovrapposizione di diversi complessi tettonici (Fig. 2), formati dall’alto verso il basso dalle unità Liguridi, di bacino oceanico profondo, dai carbonati di piattaforma/margine/scarpata della Piattaforma Appenninica, dai sedimenti pelagici del bacino Lagonegrese-Molisano ed infine dai carbonati di piattaforma/margine/scarpata della Piattaforma Apula (MAZZOLI *et alii*, 2001; ASCIONE *et alii*, 2013; VITALE & CIARCIA, 2013, 2018; CIARCIA & VITALE, 2025).

Le successioni pre-orogeniche sono state interessate da diversi episodi di estensione, compreso il *rifting* del tardo Triassico-Giurassico Inferiore, che ha smembrato il dominio di Adria formando varie piattaforme e bacini profondi, e il *rifting* del tardo Cretacico-Eocene, che ha ulteriormente assottigliato la crosta, causando il passaggio di diversi domini di mare basso ad ambienti di margine/bacino (cfr. ad esempio, VITALE & CIARCIA, 2022).

L’orogenesi appenninica inizia con la subduzione della litosfera dell’Oceano Ligure sotto quella europea nell’Eocene (cfr. ad esempio, VITALE *et alii*, 2019 *cum biblio*). Il coinvolgimento del settore continentale della placca adriatica ha avuto inizio nell’Oligocene con la flessurazione (*forebulging*) della litosfera subducente (SCROCCA, 2010; SABBATINO *et alii*, 2021).

Durante il Miocene Medio-Pleistocene Medio, la migrazione del fronte della catena-avanfossa-*forebulge* è avvenuta principalmente verso E/NE (VITALE & CIARCIA, 2013 *cum biblio*).

Nella prima parte dell'evoluzione orogenica (Oligocene-Miocene), la costruzione dell'orogene è avvenuta prevalentemente attraverso una tettonica pellicolare caratterizzata da sovrascorrimenti poco inclinati tra le diverse falde tettoniche. A partire dal Pliocene Inferiore, lo stile tettonico, al contrario, è stato caratterizzato dal coinvolgimento dei livelli più profondi e da sovrascorrimenti ad alto angolo che hanno prodotto dislocazioni minori rispetto alla fase orogenica precedente. Tali strutture hanno interessato i carbonati apuli sepolti e nella parte alta le unità alloctone generando sovrascorrimenti fuori sequenza (SHINER *et alii*, 2004; ASCIONE *et alii*, 2012; VITALE *et alii*, 2020).

A partire dal Pleistocene Inferiore, la tettonica estensionale ha interessato l'Appennino meridionale, causando la formazione di numerosi bacini delimitati da faglie normali e transtensive (BERGOMI *et alii*, 1969; IPPOLITO *et alii*, 1973; BRANCACCIO *et alii*, 1991; GIORDANO *et alii*, 1995a; DE RITA & GIORDANO, 1996; BARCHI *et alii*, 2007; MILIA *et alii*, 2017; ALESSANDRI *et alii*, 2021).

L'estensione crostale pleistocenica ha prodotto molte depressioni e alti strutturali tra le regioni Lazio e Campania che ospitano i vulcani delle Province Magmatiche Romana e Campania (cfr. ad esempio, PECCERILLO, 2017), anche nell'*offshore* attuale (CONTE *et alii*, 2020). Tra le depressioni strutturali, la più significativa è quella della Piana Campana che ospita i vulcani attivi dei Campi Flegrei, Ischia e Somma-Vesuvio (VITALE & ISAIA, 2014; BONCIO *et alii*, 2016; TRAMPARULO *et alii*, 2018; NATALE *et alii*, 2023, 2025). Più a nord, all'interno del *graben* del Garigliano, si è sviluppato il vulcano di Roccamonfina. Questa fase estensionale è testimoniata dall'attività delle faglie dirette con direzioni NO-SE e NE-SO in tutta la catena dell'Appennino meridionale, che hanno permesso la formazione delle sopracitate depressioni (DE RITA & GIORDANO, 1996; BOSI & GIORDANO, 1997; CINQUE *et alii*, 2000; CAIAZZO *et alii*, 2006; NATALE *et alii*, 2025).

Il segmento della catena appenninica che ricade nel Foglio è caratterizzato dall'esposizione della sola Unità Tettonica del Monte Maggiore-Monte Cesima-Monti del Matese, caratterizzata da diverse embricature tettoniche che hanno interessato anche i depositi di tipo *wedge-top basin* del Messiniano superiore-Zancleano *p.p.*

Sono state distinte quattro sub-unità tettoniche, separate tra di loro da sovrascorrimenti fuori-sequenza principali (Fig. 4): (1) Monte Cesima-Monti del Matese (CM); (2) Monte Maggiore (MM); (3) Monte Friento (MF); (4) Monte Maro-Monte La Costa (MC). Lo schema di figura 5 mostra i rapporti tettonici tra le diverse sub-unità.

Le strutture più antiche osservate nel Foglio sono faglie normali alla mesocala non cartografabili nelle rocce triassiche (*dolomia superiore*, **DBS**) con associato

un fitto *pattern* di vene (Fig. 84a) con direzione prevalente N-S (Fig. 84b). Le vene sono formate da dolomia idrotermale (DIAMANTI *et alii*, 2025a) e testimoni della prima fase di *rifting* che ha interessato tutto il dominio di Adria associato al *breakup* della Pangea (DIAMANTI *et alii*, 2025b). La datazione della dolomia idrotermale che diffusamente affiora nei Monti del Matese attraverso gli isotopi U-Pb ha fornito un'età Triassico Superiore (206 ± 13 Ma e $217,0 \pm 6,6$ Ma; DIAMANTI *et alii*, 2025b).

Strutture alla mesoscala associate alla seconda fase estensionale alto cretacea-eocenica sono meno visibili, come faglie normali con piccoli rigetti e filoni sedimentari osservati all'interno e a letto del *livello bauxitico* (**bx**) (Fig. 84d). Le direzioni di queste strutture sono NO-SE e NE-SO (Fig. 84c). Più evidenti sono le variazioni di facies all'interno della successione carbonatica come, ad esempio, la presenza dei “calcarei cristallini” *Auctt.* (*calcarei bio-litoclastici con rudiste*, **CBI**) solo nella parte nord-occidentale del Foglio, così come dei depositi eocenici di mare basso nella parte sud-occidentale del Foglio (*formazione di Trentinara*, **TRN**) e dei depositi calcareo-torbiditici di scarpata nella parte nord-occidentale (*calcareni con alveolinidi e nummulitidi*, **AEN**).

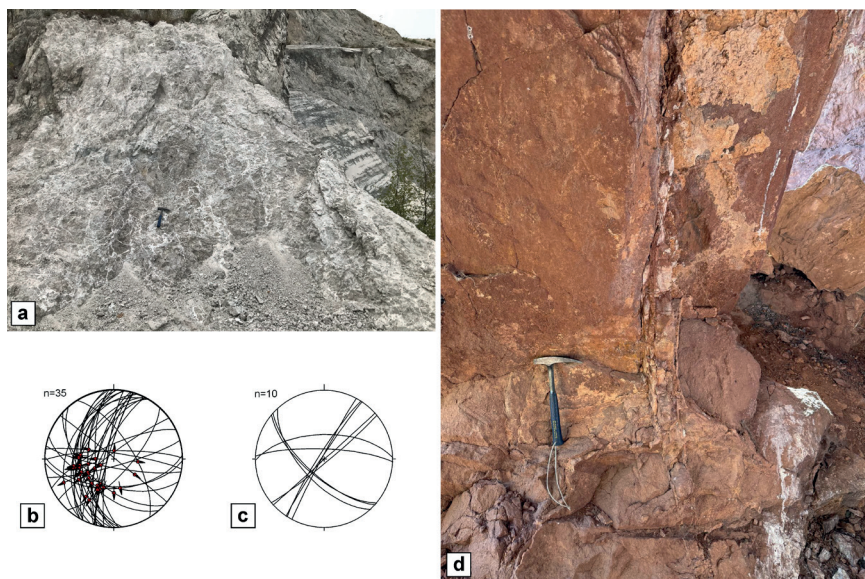


Fig. 84 - (a) vene di dolomia idrotermale associate a faglie dirette triassiche con direzione N-S (Cava di Alife). Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore, proiezione equiareale): (b) faglie triassiche (Alife); (c) bordi dei filoni sedimentari nel livello bauxitico (Cava di Dragoni). (d) Filoni sedimentari all'interno del livello bauxitico (**bx**) (Cava di Dragoni).

L'inizio dell'orogenesi appenninica è testimoniato dalla sedimentazione dei depositi di rampa carbonatica della *formazione di Cusano (CUS)* presenti nella parte orientale e meridionale del Foglio e dei depositi di margine-scarpata della *formazione di Monte Crivari (RIV)* presenti nella porzione centro-meridionale. Solo in alcune aree si osserva il passaggio verso l'alto alla *formazione di Longano (LNG)*.

Il sovrascorrimento principale che mette in contatto la successione carbonatica del Monte Maggiore-Monti del Matese sui depositi del Bacino Lagonegrese-Molisano non è affiorante nell'area rilevata, mentre sono osservabili numerosi sovrascorrimenti fuori-sequenza che raddoppiano la successione carbonatica. I sovrascorrimenti principali delimitano le quattro sub-unità tettoniche descritte precedentemente (Figg. 4 e 5). Queste strutture generalmente coinvolgono anche i depositi discordanti di *wedge-top basin* delle *arenarie di Caiazzo (AIZ)* e il *gruppo di Altavilla (AL)*. Tra le strutture più importanti c'è il *klippe* di Monte Friento nella parte SE del Foglio, appartenente alla sub-unità tettonica MF (Fig. 4), caratterizzato dalla sovrapposizione dei calcari giurassico-cretacici sulle *arenarie di Caiazzo (AIZ)*. È da notare la presenza di faglie normali all'interno del *klippe* che sono dissecate dal sovrascorrimento principale, che sono state interpretate come associate ad un evento estensionale durante la messa in posto dei depositi di *wedge-top basin* (CIARCIA & VITALE, 2025). Analogamente, i blocchi carbonatici all'interno delle *arenarie di Caiazzo (olistolite ds)* come nei pressi dell'abitato di Rocchetta e Croce, sarebbero la testimonianza dello smantellamento del letto della faglia diretta con andamento NO-SE che borda la parte orientale del paese. Questa faglia si sarebbe dunque formata nel Tortoniano superiore e riattivata successivamente nel Pleistocene Inferiore con una dislocazione netta di almeno 2000 metri.

Strutture deformative orogeniche minori sono osservabili a nord di Arbusto, incluse alcune faglie inverse e transpressive (Fig. 85a,b) che indicano una vergenza tettonica verso NO (Fig. 85c).

Un'altra struttura fuori-sequenza importante simile alla precedente è la dorsale di Monte La Costa che, insieme al Monte Maro, forma la sub-unità tettonica MC (Fig. 4). Qui i calcari cretacici si sovrappongono tettonicamente alle *arenarie di Caiazzo (AIZ)*. A tetto del sovrascorrimento sono presenti strutture S-C (Fig. 85g) che indicano una vergenza tettonica verso NE (Fig. 85d). Piani di sovrascorrimento si osservano anche nei calcari e dolomie mesozoici (Fig. 85h) con una vergenza prevalentemente verso NE e secondariamente verso SO (retroscorrimenti) (Fig. 85e). Un sovrascorrimento si osserva anche in prossimità della Casilina (Calvi Risorta) dove i calcari cretacici sovrascorrono sulle *arenarie di Caiazzo* (Fig. 85i) caratterizzate da strie indicanti una vergenza verso NE (Fig. 85f).

Un'altra struttura fuori-sequenza a grande scala è rappresentata dalla dorsale di Pietravairano caratterizzata dalla sovrapposizione dei carbonati mesozoici sul *gruppo di Altavilla (AL)* (Fig. 86a,b) che mostra una rampa laterale ben visibile

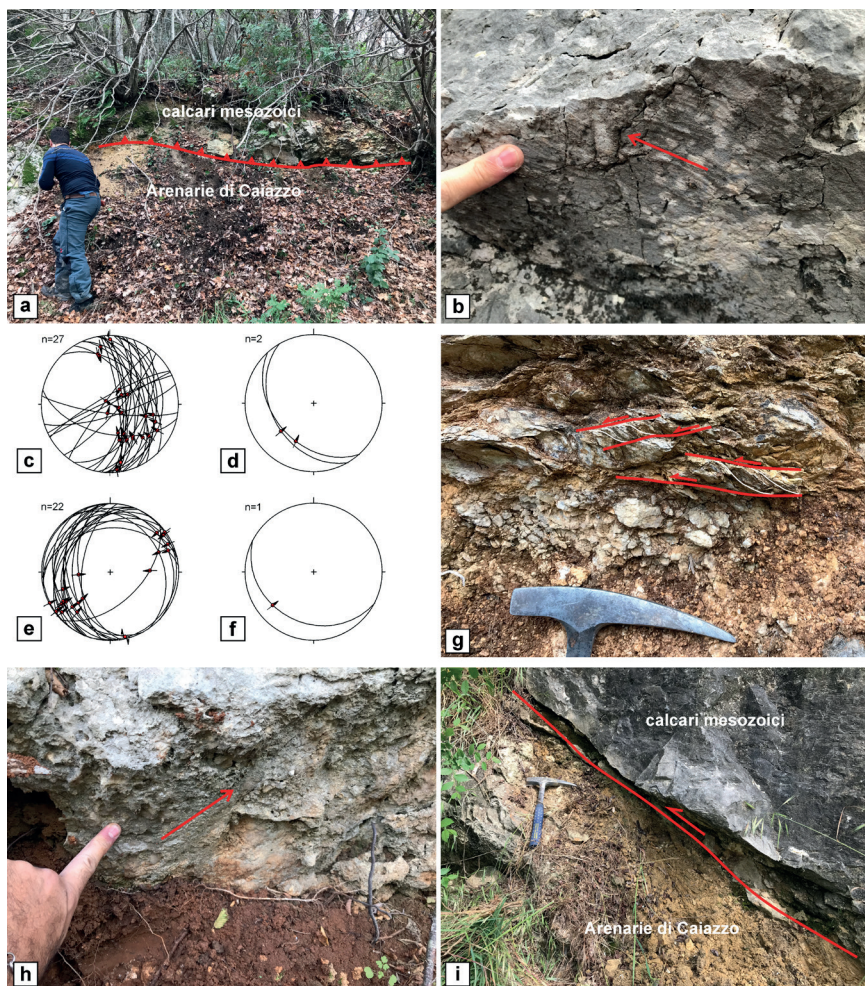


Fig. 85 - (a) Sovrascorrimento dei calcari mesozoici sulle arenarie di Caiazza (AIZ - Arbusto); (b) Strie di faglia transpressiva (Arbusto). Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore, proiezione equiareale): (c) faglie inverse e transpressive in località Arbusto; (d) strutture S-C associate al sovrascorrimento di Monte la Costa (Rocchetta e Croce); (e) faglie inverse nei calcari e dolomie mesozoici (Rocchetta e Croce); (f) sovrascorrimento (Calvi Risorta, Casilina). Foto di affioramento: (g) strutture S-C associate al sovrascorrimento di Monte la Costa (Rocchetta e Croce); (h) faglie inverse nei calcari e dolomie mesozoici (Rocchetta e Croce); (i) sovrascorrimento (Calvi Risorta, Casilina).

lungo il versante nord della dorsale (Fig. 86c). Il trasporto tettonico fornito dagli indicatori cinematici lungo la rampa laterale indica una vergenza verso NE (Fig. 86d). I carbonati della dorsale di Pietravairano, insieme alle successioni del



Fig. 86 - (a) Sovrascorrimento dei calcari mesozoici sul gruppo di Altavilla (AL - dorsale di Pietravairano). (b) Particolare del sovrascorrimento caratterizzato da una fascia cataclastica tra i calcari e il gruppo di Altavilla (Pietravairano). (c) Rampa laterale del sovrascorrimento caratterizzata da faglie molto inclinate (strada tra Vairano Patenora e Pietravairano). (d) Proiezione stereografica (emisfero inferiore, proiezione equiareale) dei piani di taglio secondari della rampa laterale.

Monte Maggiore, S. M. degli Angeli e Montagna di Bruno, formano la sub-unità tettonica MM (Fig. 4).

Anche il massiccio del Monte Cesima è caratterizzato da strutture compressive come piccoli sovrascorrimenti con struttura *ramp-flat* (Fig. 87a), e la presenza di strati anche molto inclinati come in prossimità della cava di Taverna San Felice, probabilmente facente parte del fianco di un'anticlinale associata ad un retroscorrimento vergente a sud (NATALE *et alii*, 2023). Il Monte Cesima, insieme ai Monti del Matese, forma la sub-unità tettonica CM (Fig. 4) sovrascorsa dalla sub-unità tettonica MM.

Associate ai sovrascorrimenti fuori-sequenza, si osservano numerose faglie normali a basso angolo (*Low-Angle Normal Faults*; LANFs) come quella presente lungo il Marro (Monte Cesima) che mette in contatto i *calcarei bio-litoclastici con rudiste* (CBI) con i *carbonati cretacici* (CRQ). LANF si osservano anche nelle dolomie triassiche lungo il versante SO dei Monti del Matese (Fig. 87b,c). Le proiezioni stereografiche delle LANF indicano una vergenza verso sud (Fig. 87d,e).

Le faglie normali del Pleistocene Inferiore sono numerose e affiorano in tutto il Foglio. Tra le più importanti sono quelle che bordano le piane di Riardo, Pre-

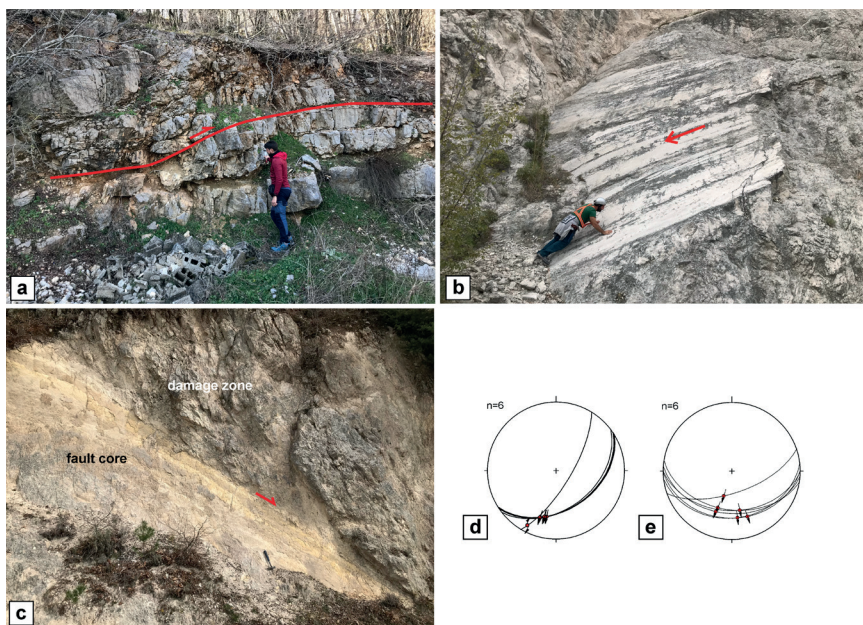


Fig. 87 - (a) Sovrascorrimento con geometria ramp-flat interno alla successione giurassica (Bacino di Cesima). Faglie normali a basso angolo (LANF): (b) Cava di Alife; (c) Monte Cavuto. Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore, proiezione equiareale) di LNF: (d) Cava di Alife; (e) Monte Cavuto.

senzano e la Piana d'Alife. Generalmente mostrano direzioni prevalenti NO-SE, NE-SO e E-O. Alcune faglie producono ampie zone cataclastiche specialmente nella dolomia triassica, come la faglia normale con direzione NO-SE immergente a SO presente nell'abitato di Rocchetta e Croce (Fig. 88a), caratterizzata da un'estensione con direzione SO-NE (Fig. 88b). Alla faglia è associata una roccia cataclastica fine comunemente descritta come "farina" di dolomia (Fig. 88c). Faglie con direzione NO-SE caratterizzano tutto il settore del Monte Maggiore anche con lunghezze di qualche chilometro, come la faglia di Treglia caratterizzata da uno specchio di faglia affiorante lungo centinaia di metri (Fig. 88d) con indicatori cinematici indicanti un'estensione SO-NE. Un altro specchio di faglia ottimamente affiorante è presente sul Monte Cesima con direzione NE-SO. Esso borda il lato meridionale del bacino idrico di Cesima (Fig. 88e) con strie indicanti un'estensione NO-SE.

Numerose sono le faglie che interessano i depositi del vulcano di Roccamonfina. In particolare, i depositi più antichi sono caratterizzati dalla presenza di faglie con dislocazioni anche dell'ordine dei metri. Un esempio spettacolare della tettonica pleistocenica è la formazione del dicco magmatico presente lungo il versante



Fig. 88 - (a) Piano di faglia normale con strie (Rocchetta e Croce). (b) Proiezione stereografica (emisfero inferiore, proiezione equiareale) della Faglia di Rocchetta e Croce. (c) Cataclasite dolomitica (farina di dolomia) associata alla Faglia di Rocchetta e Croce. (d) Piano di faglia normale con direzione NO-SE e strie (Le Coste, Treglia). (e) Piano di faglia normale con direzione NE-SO e strie (Bacino Cesima).

sud-occidentale del Marro, nella cava della località Taverna San Felice (NATALE *et alii*, 2023). In questa cava le operazioni di scavo sono state attive dal 1981 e hanno progressivamente messo in luce un'ampia superficie del dicco magmatico (*litosoma di Taverna San Felice* - DTF_a) per una lunghezza di oltre 250 m. Il dicco affiora nella parte centrale della cava (Fig. 89a), con andamento E-O alla base e direzione NE-SO dal centro verso gli affioramenti più alti. Lo spessore del dicco varia tra 5 e 28 m, con valori minori nella parte inferiore della cava dove il dicco immerge di ca. 65° verso NNO e dove sono esposte anche molte apofisi. Le rocce incassanti calcaree (**CRQ**) mostrano un'aureola termo-metamorfica con la formazione di marmo bianco con spessori limitati a pochi decimetri (Fig. 89b). I calcari incassanti inoltre sono interessati da un sistema pervasivo di fratture e faglie. Lo stesso dicco è caratterizzato da fratture e faglie (Fig. 89c). Nella parte superiore

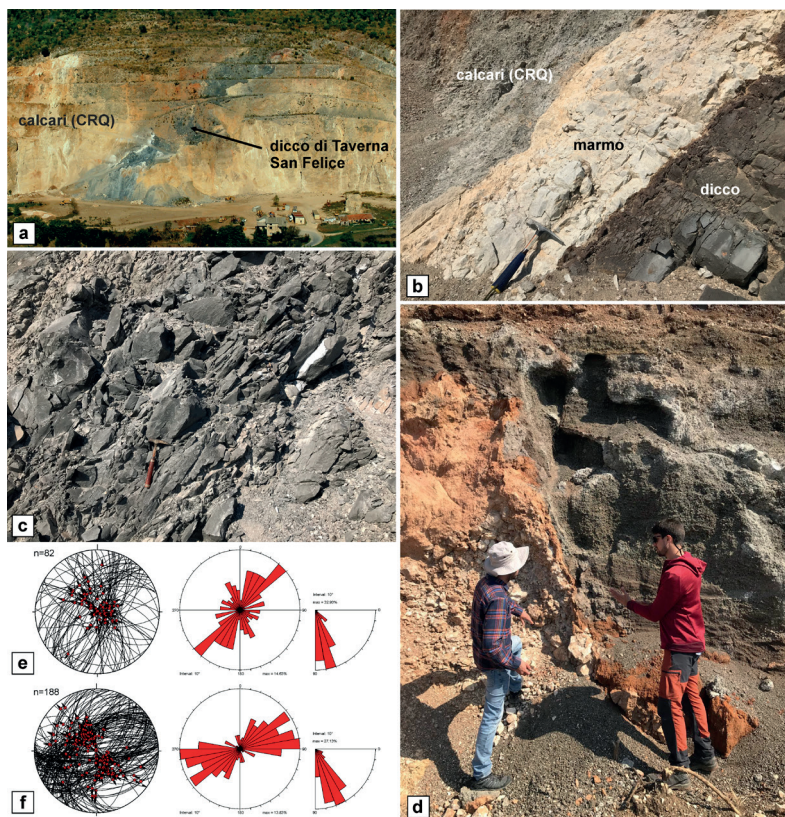


Fig. 89 - (a) Foto aerea del filone magmatico di Taverna San Felice (**DTFa**) (Presenzano). (b) Particolare del bordo del filone magmatico. Si osserva un'aureola di calcari ricristallizzati. (c) parte centrale del filone magmatico estremamente fratturato. (d) Faglia normale in piroclastiti (**DTF**). Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore, proiezione equiareale) e rose-diagram: (e) faglie nei calcari mesozoici e depositi pleistocenici; (f) faglie in piroclastiti (**DTF**).

della cava affiora un'estesa successione piroclastica (**DTF**) associata all'eruzione che ha alimentato il dicco. Questa successione è pervasivamente interessata da faglie normali (Fig. 89d). La proiezione stereografica e il rose-diagram delle faglie nella roccia incassante (Fig. 89e) mostrano due *set* principali di faglie normali coniugate con direzione NE-SO, mentre per le faglie nella successione piroclastica (Fig. 89f) si osservano ancora due set coniugati con direzione ENE-OSO e un ulteriore set ad alto angolo con direzione circa E-O.

In accordo con NATALE *et alii* (2023), l'intrusione del dicco è stata favorita da un importante evento estensionale avvenuto nel corso del Pleistocene Medio che ha interessato il margine tirrenico dell'Appennino meridionale. L'età del dicco, otte-

nuta attraverso la datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, è $414,1 \pm 4,7$ ka (cfr. Titolo VIII). Il dicco ha alimentato un'eruzione su una fessura lunga circa 1 km, che ha messo in posto una sequenza eruttiva piroclastica (**DTF**) composita spessa fino a 15 m. La combinazione di fessure dilatanti in prossimità della superficie e l'intersezione di zone di danneggiamento associate a faglie preesistenti spiegherebbero il grande spessore del dicco. Inoltre, la posizione strutturale di questi depositi vulcanici suggerisce che siano legati al sollevamento del Monte Cesima, poiché attualmente queste strutture associate alla bocca vulcanica del dicco e le breccie del Pleistocene Inferiore (*sintema di Ailano* - **AII**_{a3}) si trovano a oltre 160 m sopra il livello della pianura, indicando che l'intera dorsale ha subito un notevole sollevamento dopo l'episodio dell'intrusione del dicco.

Infine, la struttura ancora attiva è il sistema di faglie dirette che bordano il versante SO dei Monti del Matese. Queste faglie formano il “sistema di faglie del Matese meridionale” (SMF; VALENTE *et alii*, 2019a; BONCIO *et alii*, 2022). Questo è formato da diversi segmenti con cinematica normale dominante che ha abbassato l'area SO (piane di Alife e Telese). Il SMF è formato da due segmenti principali, la Faglia Ailano-Piedimonte Matese e la Faglia di Gioia Sannita (BONCIO *et alii*, 2022). Il sistema si divide in due rami verso nord, delimitando le pendici meridionali e orientali del Monte Cesima.

VII - SISMICITÀ

(a cura di E. Valente)

Il Foglio n. 417 “Teano” include un settore di orogene sudappenninico caratterizzato da sismicità storica e strumentale con magnitudo moderata (M compresa tra 4 e 6 della scala MCS, Mercalli-Cancani-Sieberg). I terremoti con magnitudo più elevata ($M > 6$) si individuano a nord e ad est del Foglio “Teano”, ovvero lungo i versanti bordieri del Massiccio del Matese. Questi includono i distruttivi eventi del 346 ($M = 7$), del 1349 ($M = 6,8$), del 1456 ($M = 7,19$), del 1688 ($M = 7,76$) e del 1805 ($M = 6,68$) (Figg. 90, 91) (GALLI & NASO, 2009; BONCIO *et alii*, 2016, 2022; VALENTE *et alii*, 2018; ROVIDA *et alii*, 2020, 2022).

Seppur gli epicentri di questi eventi si localizzino ad una distanza anche superiore ai 10 km dai limiti del Foglio “Teano” (Fig. 90), i loro effetti sono stati avvertiti nei centri abitati ricadenti entro il perimetro del Foglio, come evidenziato dalla distribuzione delle intensità macrosismiche ad essi associate (LOCATI *et alii*, 2022). I database ufficiali, quali il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI15 v.4.0 (Fig. 91) e il Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell’area mediterranea (760 a.C.-1500), CFTI5Med (Fig. 92), annoverano il solo epicentro dell’evento del 5 ottobre 1967 tra i terremoti storici ricadenti entro i confini del Foglio “Teano”. Si tratta di un evento con magnitudo 4.86 (ROVIDA *et alii*, 2020, 2022) che è stato avvertito principalmente nei dintorni di Teano, con segnalazioni anche a Pietravairano, circa 10 km a nord-est dell’epicentro (Fig. 93).

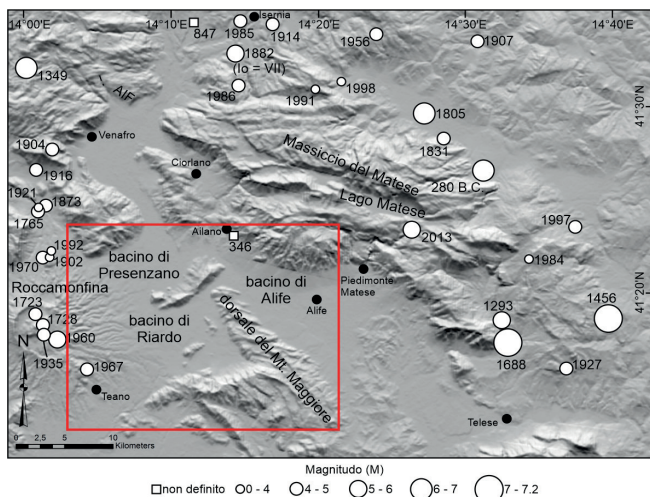


Fig. 90 - Mappa degli epicentri dei terremoti storici che hanno interessato l'area in cui ricadono il Foglio "Teano" e i suoi dintorni. Il rettangolo rosso indica il limite del Foglio "Teano". La localizzazione degli epicentri è derivata dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15 v. 4.0; ROVIDA et alii, 2020; 2022), con l'eccezione degli eventi del 280 B.C., del 346 e dell'847, la cui localizzazione è stata derivata da GALLI & NASO, 2009 (modificata da VALENTE et alii, 2018).

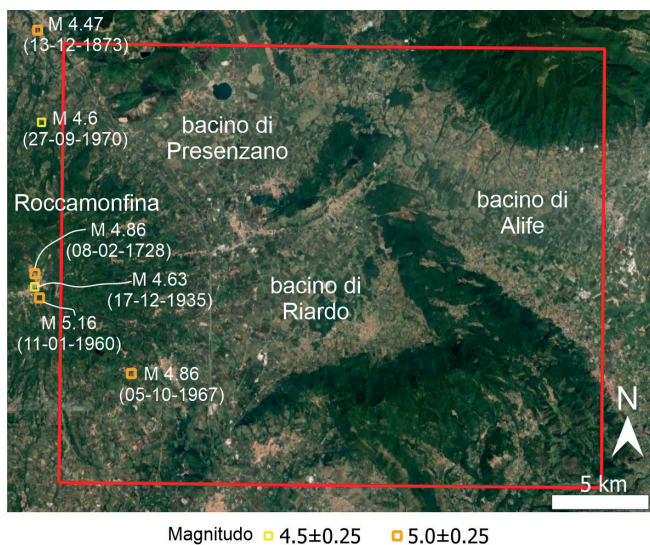


Fig. 91 - Localizzazione degli epicentri dei terremoti storici avvenuti nell'area del Foglio "Teano" e relativa magnitudo (da Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI15 v. 4.0, <https://emidius.mi.gov.it/CPTI15-DBMI15/>; ROVIDA et alii, 2020; 2022). Il rettangolo rosso indica il Foglio n. 417 "Teano".

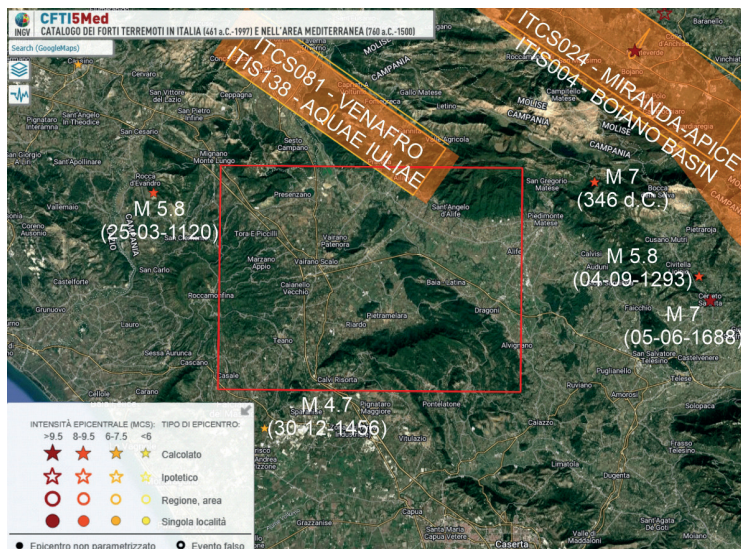


Fig. 92 - Localizzazione degli epicentri dei terremoti storici avvenuti nell'area del Foglio "Teano" censiti del Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area mediterranea (760 a.C.-1500) (CFTI5Med, <https://storing.ingv.it/cfti/cfti5/>; GUIDOBONI et alii, 2018, 2019). Nell'immagine sono riportate anche le sorgenti sismogenetiche (rettangoli arancio, sorgenti composite, e gialli, sorgenti individuali) censite nel database DISS (Database of Individual Seismogenic Sources, v. 3.3.1, <https://diss.ingv.it/>; DISS WORKING GROUP, 2025). Il rettangolo rosso indica il limite del Foglio "Teano".

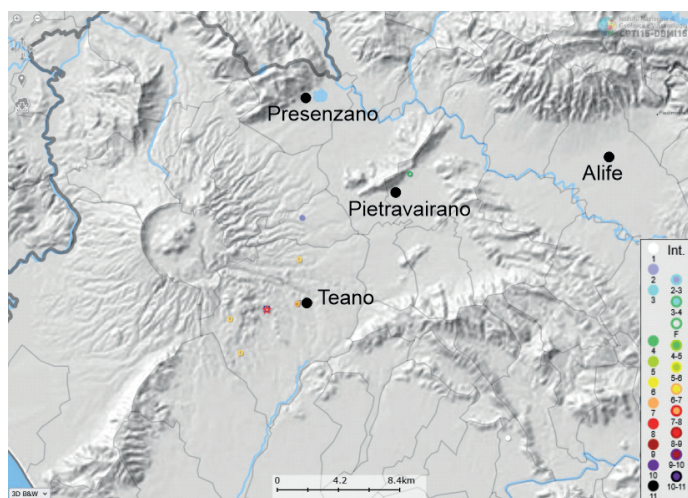


Fig. 93 - Distribuzione dell'intensità macrosismica associata al terremoto del 5 ottobre 1967 (da ROVISA et alii, 2020, 2022).

Più dibattuta è la localizzazione dell'epicentro del terremoto del 346, che sulla base di epigrafi romane è ritenuto un terremoto distruttivo al pari degli eventi del 1456 e del 1805, avendo causato danni in diversi centri di epoca romana dell'Appennino centro-meridionale (GALADINI & GALLI, 2004). GALLI & NASO (2009) localizzano l'epicentro di questo evento in pieno Foglio "Teano", nel territorio comunale di Ailano. BONCIO *et alii* (2016) associano il terremoto del 346 all'attività del sistema di faglie che bordano il versante meridionale del Massiccio del Matese (cfr. Titolo VI). GUIDOBONI *et alii* (2018, 2019) localizzano l'epicentro del terremoto nel massiccio del Matese, nei pressi del bacino intramontano del Lago Matese, ovvero nel settore in cui è stato localizzato l'epicentro del terremoto del 19 dicembre 2013 ($M = 5,16$, Fig. 90; D'AMICO *et alii*, 2014; FERRANTI *et alii*, 2015; VALENTE *et alii*, 2018; ROVIDA *et alii*, 2020, 2022). Secondo GUIDOBONI *et alii* (2018, 2019), il terremoto del 346 ebbe effetti distruttivi in un'area vasta che comprende le province di Isernia, Caserta e Benevento, causando danni probabilmente anche all'antica *Abellinum* (nei pressi dell'odierna Atripalda, in provincia di Avellino). Diverse epigrafi romane riferiscono della ricostruzione del mercato di Isernia e di Sepino, delle terme di Ercole ad Alife e delle terme Sabiane di Telesia, tutti danneggiati o distrutti dal terremoto del 346.

Dibattuta è anche la localizzazione del terremoto dell'847, anch'esso considerato un terremoto distruttivo, con una magnitudo stimata di 5,6 (GUIDOBONI *et alii*, 2018, 2019). GALLI & NASO (2009) localizzano l'epicentro di questo evento nell'alta valle del Fiume Volturno, nella provincia di Isernia. BOTTARI *et alii* (2020) evidenziano come il terremoto dell'847 abbia causato danni ingenti in un vasto territorio compreso tra Campania, Lazio e Molise, tra cui si segnalano danneggiamenti diffusi nella città di Isernia, crolli nell'Abbazia di San Vincenzo al Volturno (Molise) e danni alla Basilica di Santa Maria ad Alvinzano.

La distribuzione della sismicità storica, con terremoti di magnitudo maggiore di 6 che si distribuiscono nelle aree esterne al Foglio "Teano", trova conferma nell'assenza di sorgenti sismogenetiche composite o individuali localizzate nell'area del Foglio stesso (DISS WORKING GROUP, 2025). Uniche eccezioni rappresentano la sorgente composita ITCS081 - Venafro (<https://diss.ingv.it/mapper/?source=ITCS081>) e la sorgente individuale ITIS138 - *Aquae Iuliae* (<https://diss.ingv.it/mapper/?source=ITIS138>) che includono una porzione dei territori comunali di Pratella e Ailano, nel settore settentrionale del Foglio "Teano" (Fig. 92). A queste sorgenti sismogenetiche si associa una struttura estensionale, con direzione circa N125 e *dip* di 65°, con magnitudo massimo stimata pari a 6,5. Alla struttura ITIS138 è anche associato il terremoto del 1349.

Negli ultimi 5 anni la sismicità si è concentrata soprattutto nell'area del vulcano di Roccamonfina, dove sono stati registrati circa 60 eventi sismici, in parte ricadenti nell'area del Foglio (Fig. 94). Questi includono la sequenza sismica attiva tra dicembre 2024 e febbraio 2025, con frequenti terremoti con magnitudo

intorno a 2,5 e magnitudo massima pari a 3,6 registrata il 9 dicembre 2024. Oltre alla sequenza del vulcano di Roccamonfina, nei giorni 16 e 17 maggio 2025 sono stati registrati tre eventi sismici, con magnitudo massima di 2,6, nel comune di Raviscanina, nel bacino di Alife (Fig. 94). Completano il quadro gli eventi sismici localizzati nelle aree ai margini del Foglio “Teano”, fra cui si segnala il terremoto di Mignano Monte Lungo del 3 gennaio 2023, con magnitudo pari a 3,6.

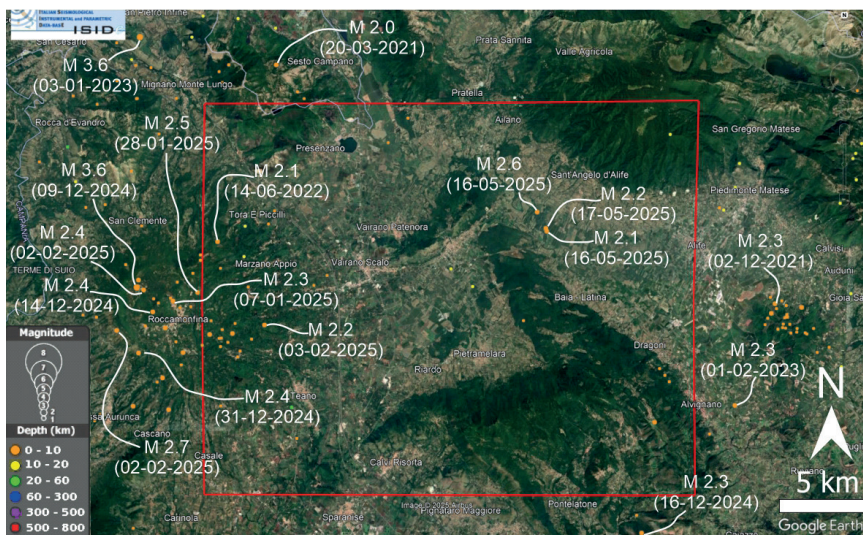


Fig. 94 - Distribuzione dei terremoti avvenuti tra il 26 luglio 2020 e il 25 luglio 2025 nell'area del Foglio "Teano" e nei suoi dintorni derivata dal database ISIDE-INGV (Italian Seismological Instrumental and Parametric Data-Base, <https://terremoti.ingv.it/iside/>; ISIDE WORKING GROUP, 2007). Nell'immagine sono riportati tutti gli eventi con magnitudo superiore a 0. Il rettangolo rosso indica il limite del Foglio "Teano".

VIII - CONTRIBUTO ALLA DEFINIZIONE DELLA STORIA ERUTTIVA DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA

(a cura di P. Petrosino)

Un significativo numero di datazioni originali, riportate in parte nel Titolo V, è stato effettuato sui prodotti del vulcano di Roccamonfina (Tab.1). Tali datazioni, che hanno supportato la collocazione stratigrafica dei prodotti degli apparati eccentrici intercalati ai depositi del *gruppo di Teano (GE)*, sono state effettuate con metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presso il laboratorio di geocronologia dell'Università di Madison, Wisconsin, sotto la responsabilità del dott. Brian Jicha.

Nella tabella 1 sono riportati i risultati di tutte le datazioni originali, effettuate su cristalli di feldspato alcalino di dimensioni ricadenti almeno nella classe granulometrica 2 ϕ (1-0,5 mm) per quanto riguarda i depositi piroclastici, e su *groundmass* (pasta di fondo) per quanto riguarda le lave. Solo nel caso della lava del *litosoma di Presenzano (RSZ)*, per testare la affidabilità del metodo, si è effettuata una datazione sia su *groundmass* che su cristalli di leucite, ottenendo risultati perfettamente confrontabili. Si è, perciò, deciso di effettuare tutte le altre datazioni di lave esclusivamente su *groundmass*.

Tutti i campioni con prefisso della sigla SA provengono da affioramenti. I campioni contrassegnati con prefisso della sigla T2 provengono dal sondaggio T2 di Presenzano, l'unico campione contrassegnato con la sigla T3 è estratto anch'esso da un sondaggio ricadente nella Piana di Riardo, messo a disposizione dalla FERRARELLE S.p.A., nell'ambito della convenzione di ricerca stipulata con il DiSTAR.

Tab. 1 - Età ⁴⁰Ar/³⁹Ar determinata per i singoli campioni con indicazione del gruppo, la formazione e/o il litosoma di appartenenza.

INCREMENTAL HEATING					
Campione		Età (ka) ± 2σ	Gruppo	Sigla	formazione/litosoma
SA115	lava	223,6± 0,9		GUT	formazione di San Giuliano di Teano
SA114	lava	224,8± 0,9		GUT	formazione di San Giuliano di Teano
SA134bis	lava	279,3±4,0		EUP _a	litosoma di Colle Lupara
SA185	lava	290,4±2,0		ENO _a	litosoma di Monte Atano
SA4	lava	341,3± 1,9		SUL	litosoma di Ulici
SA200	lava	404,4± 1,1		LCI	litosoma di Monte Casi
PR1	lava	414,1± 4,7		DTF	litosoma di Taverna San Felice
SA7	lava	477,0± 1,7		LCP _a	litosoma di Terracorpo
SA56	lava	482,0± 1,6	Teano	GE _b	
SA119	lava	605,6± 1,4		NCT	litosoma di Monte Canneto
PR11	lava	612,2± 3,2		RSZ	litosoma di Presenzano
PR11	lava	612,7± 2,5		RSZ	litosoma di Presenzano
SINGLE CRYSTAL FUSIONS					
Campione		Età (ka) ± 2σ	Gruppo	Sigla	formazione/litosoma
SA35	piroclastite	212,13± 0,57		FGF	formazione di Garofali
T214,7	piroclastite	228,52± 0,57		NCP	formazione di Conca della Campania
SA 127	piroclastite	230,11± 0,88		NCP	formazione di Conca della Campania
SA 107	piroclastite	304,64± 1,37	Lauro	GLU	formazione di Galluccio
SA 129	piroclastite	305,80± 1,24	Lauro	GLU	formazione di Galluccio
SA 34	piroclastite	344,69± 1,00		GNL	formazione di Campagnola
SA 21	piroclastite	371,97± 0,57	Teano	GE	
SA 46	piroclastite	374,98± 0,53	Teano	GE	
SA 106b	piroclastite	385,01± 0,75	Teano	GE	
T3-Sant 30-30,3	piroclastite	390,59± 0,74	Teano	GE _a	
T260,25	piroclastite	398,83± 0,49	Teano	GE _a	
SA 128	piroclastite	407,73± 0,62	Teano	GE _a	
PP-PR	piroclastite	424,53± 0,68	Teano	GE	
Età calcolate rispetto al sanidino Alder Creek di 1,1864 Ma (JCHA <i>et alii</i> , 2016) usando le costanti di decadimento di Mns <i>et alii</i> (2000)					
⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar atmosferico = 298,56 ± 0,62 (LEE <i>et alii</i> , 2006)					

Nella figura 33 del Titolo V è riportato uno schema dei rapporti stratigrafici per le unità litostratigrafiche individuate per la porzione di vulcano del Roccamonfina ricadente nel Foglio “Teano”, comprensivo di età laddove disponibile. La presenza di prodotti di apparati eccentrici a varie altezze stratigrafiche è meglio

messa in evidenza nello schema di Fig. 95a, disegnato prendendo spunto da quello riportato in CHIESA *et alii* (1995). Le età riportate sono quelle determinate sulle sole unità litostratigrafiche. Per i depositi del gruppo di Teano (GE) sono state riportate solo quella più antica e quella più recente. La Fig. 95b riporta la relazio-

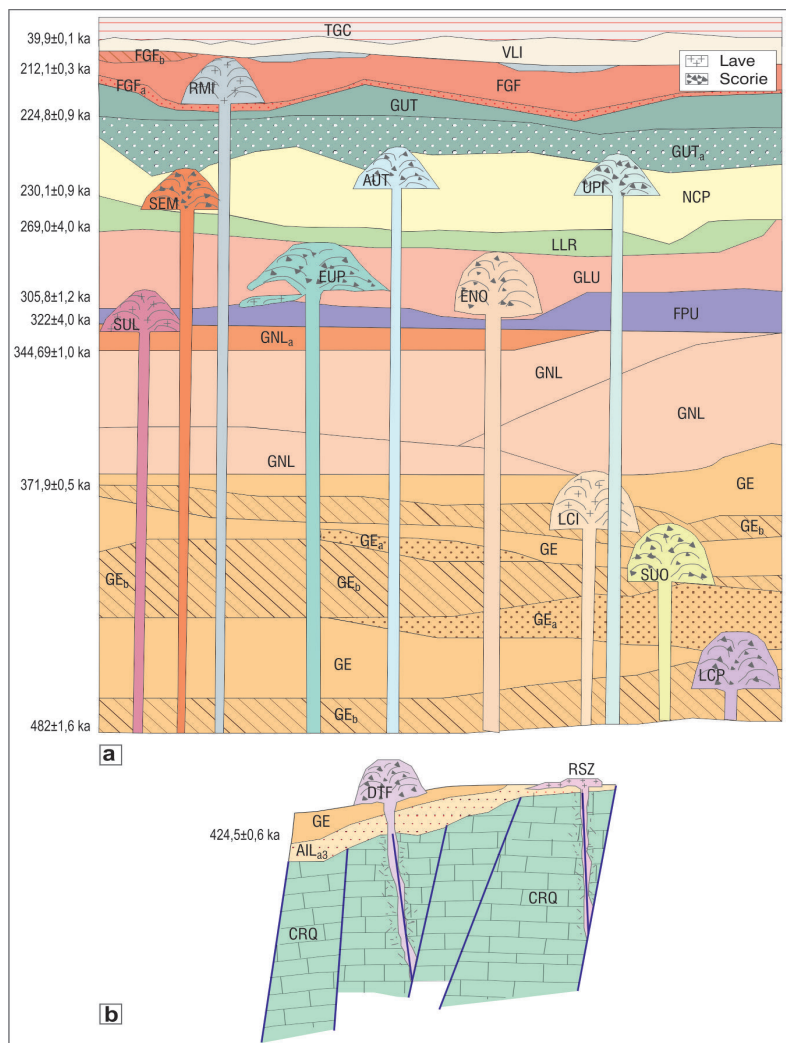


Fig. 95 - Rappresentazione schematica sintetica dei principali prodotti vulcanici ricadenti nell'area perivulcanica del vulcano di Roccamonfina pertinente al Foglio n. 417 "Teano" a partire da ca. 500 ka (a) e di quelli ricadenti nell'area del Monte Cesima. Si noti l'intrusione dei dicchi alimentatori lungo le faglie, con relative fasce cataclastiche (b). Per il criterio di selezione delle età riportate vedi testo.

ne stratigrafica tra i depositi vulcanici affioranti alle pendici del Monte Cesima e i depositi sedimentari di quest'ultimo. L'età riportata è quella del livello da caduta PP-PR, facente parte del *gruppo di Teano* (**GE**), tagliato dal dicco di Taverna San Felice (**DTF_a**).

Ancorché nel Foglio “Teano” rientri solo poco più di un terzo della superficie occupata dai prodotti del vulcano di Roccamonfina, i risultati delle datazioni effettuate e gli esiti del rilevamento di campo hanno consentito di giungere a delle interessanti conclusioni riguardanti la storia eruttiva del vulcano come ricavata dai precedenti lavori. Le considerazioni che ne discendono hanno condizionato le scelte riguardanti la legenda del Foglio, per cui appare necessario ricapitolarle brevemente di seguito.

- La datazione della *formazione di Galluccio* (**GLU**), che rappresenta la più recente unità appartenente al *gruppo di Lauro* (**WT**) ripetuta su due diversi campioni, ha fornito un'età di ca. 305 ka. Questa età differisce notevolmente da quella di circa 230 ka riportata in letteratura da GIANNETTI & DE CASA (2000) per le fasi finali del “*white trachytic tuff*” *Auctt.* Tali depositi, di fatto, sono stati erroneamente ritenuti corrispondere a quelli del “*tufo di Galluccio*” di GIORDANO (1998a). Da questa confusione è stata portata avanti nel tempo l'idea che tra le fasi iniziali del “*white trachytic tuff*” *Auctt.* (date a ca. 317 ka in GIANNETTI & DE CASA, 2000) e quelle finali (date a ca. 230 ka nello stesso lavoro) passasse un arco di tempo di circa 100 ka. I nostri risultati, al contrario, mostrano come la maggior parte delle eruzioni del *gruppo di Lauro* (**WT**) si sia verificata nell'arco di circa 20 ka, in cui si sono messi in posto i prodotti della *formazione di Cupa* (**FPU**), *Aulpi*, *San Clemente* e *Galluccio* (**GLU**), di cui la seconda e la terza affiorano per la quasi totalità nel Foglio n. 416 “Sessa Aurunca”. L'età riportata da GIANNETTI & DE CASA (2000) per le fasi finali del “*white trachytic tuff*” (“unità G”) si riferisce con tutta probabilità ai depositi trachitici presenti a bordo della caldera nei dintorni di Tavola, qui ascritti alla parte basale della *formazione di Garofali* (**FGF_a**), sulla scorta di quanto già effettuato da COLE *et alii* (1992), che lo riconoscono come “*Filorsi member*” della *formazione di Garofali*.

- La revisione degli affioramenti di depositi ignimbrici da incipientemente litificati a ben litificati, che di seguito definiremo “*tufacei*” - seguendo quanto postulato dai Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III (VITA *et alii*, 2022) per il Programma CARG per le piroclastiti consolidate/tufi ivi codificate nell'Allegato 4 - per tutto l'arco dell'attività del vulcano di Roccamonfina, ha permesso di differenziarne alcune tipologie principali che occupano quattro intervalli temporali diversi. Le litofacies più rappresentative di questi depositi permettono di connotarli come tufi cineritici fini e grossolani, tufi a ceneri e lapilli, tufi a lapilli pomicei e ceneri, tufi a lapilli pomicei.

I depositi tufacei più antichi reperiti nel Foglio appartengono al *gruppo di Teano* di cui rappresentano la litofacies **GE_a**. Si tratta di depositi costituiti da una

matrice di cenere da grossolana a fine in cui sono immersi lapilli pomicei da afirici a porfirici per fenocristalli di clinopirosseno e, più raramente, leucite, e rari lapilli litici di natura lavica. Il grado di litificazione è variabile da incipiente a buono, e la caratteristica che accomuna questo tipo di depositi alla scala dell'affioramento è il colore biancastro. Questa caratteristica li rende anche molto simili ai depositi della *formazione di Galluccio (GLU)*, e a quelli del *gruppo di Lauro (WT)* in generale, per cui il rilevamento di campo va condotto con estrema cura. La composizione chimica delle frazioni juvenili è prevalentemente fonolitica, ma sono stati reperiti nel corso del presente lavoro anche termini trachitici (cfr. Titolo IX). L'intervallo di età qui definito per questi depositi tufacei è compreso tra ca. 407 ka (campione SA128) e ca. 390 ka (tufo biancastro alla base del sondaggio di Riardo - campione T3-Sant 30-30.3). Nulla toglie, però, che tale intervallo possa essere anche ampliato sia verso il basso che verso l'alto, considerato il reperimento di diversi depositi tufacei antichi anche in aree distali rispetto al vulcano (Fig. 96), la cui età precisa non è nota (cfr. anche VALENTE *et alii*, 2019a). La seconda tipologia di depositi tufacei (tufi a ceneri e lapilli) è rappresentata da depositi a grado di litificazione variabile tra medio e buono, di colore variabile dal bianco-giallastro al marrone, con matrice cineritica e frazione juvenile prevalentemente rappresentata da lapilli pomicei intensamente alterati, lapilli scoriacei grigio-scuri e cristalli di leucite sciolta, per lo più analcimizzata,



Fig. 96 - Affioramento dei depositi del gruppo di Teano (**GE**) in località Colle Selva Piana (a) nel comune di Pratella (CE). Si noti in particolare il banco tufaceo attribuito alla litofacies **GE_a** (b).

evidenti all'interno della matrice. La litificazione è da ascrivere alla formazione di cabasite a spese del vetro vulcanico (cfr. Titolo IX). Essi sono i depositi della qui definita *formazione di Campagnola (GNL)*, che rappresenta quelli peculiari e dell'ultima fase del “*brown leucitic tuff*” di LUHR & GIANNETTI (1987). Le età e l'assetto stratigrafico dei prodotti di questa formazione non erano fin qui molto chiari, in quanto in letteratura risultava un ambito cronologico piuttosto ampio (385-350 ka) e la presenza di una serie di unità non meglio distinte. Il rilevamento e le datazioni da noi effettuati ci hanno fatto optare per individuare come *formazione di Campagnola (GNL)* solo le ultime fasi di questo intervallo di attività (tra 350-344 ka), sulla scorta di quanto proposto da COLE *et alii* (1992). In questa formazione è possibile distinguere unità deposizionali differenti, ma messe in posto in uno stretto arco temporale, come dimostra l'assenza di paleosuoli a separare le stesse.

Il terzo tipo di depositi tufacei (tufi a lapilli pomicei e ceneri) è rappresentato da tufi biancastri da pressoché sciolti a incipientemente litificati, che differiscono dai precedenti per la tipologia di elementi juvenili, che qui sono essenzialmente rappresentati da pomici soffiati con vacuoli stirati, la cui composizione è trachitica. I litici sono per lo più di natura lavica. Tali depositi tufacei alternano livelli quasi esclusivamente costituiti da ceneri sottili, a orizzonti francamente pomicei con poca matrice. Si tratta dei depositi della *formazione di Galluccio (GLU)*, che è, tra quelle costituenti il *gruppo di Lauro (WT)*, quella più rappresentata nel Foglio “Teano”. L'età di questa formazione, come si diceva, è stata qui determinata pari a circa 305 ka.

L'ultima tipologia di depositi tufacei è rappresentata da un tufo a lapilli pomicei e, in minor misura, scoriacei, con frazione juvenile di composizione trachitica, presente in ristretti affioramenti nella parte settentrionale del vulcano. Il grado di litificazione è da medio a spinto, e una caratteristica tipica di questi tufi nelle facies più saldate è l'aspetto vacuolare (definita *Swiss cheese like* in GIANNETTI, 1996) legato all'allontanamento per erosione dei clasti pomicei e litici. Questi tufi appartengono alla *formazione di Conca della Campania (NCP)*, datata a circa 230 ka.

Dai dati qui prodotti emerge, quindi, che esistono dei tufi simili al “*brown leucitic tuff*” *Auctt.* (LUHR & GIANNETTI, 1987) che di esso sono più antichi, per i quali qui si è postulata l'appartenenza al gruppo di Teano (**GE**). Tali tufi sono intercalati ai depositi da caduta che costituiscono ampia parte della litofacies **GE**, a testimonianza del fatto che si tratti di correnti piroclastiche associate alle eruzioni pliniane che precedono la *formazione di Campagnola (GNL)*.

- Lo studio di campo, le analisi chimiche della frazione vetrosa e la datazione ottenuta ci hanno indotto, ai fini del presente lavoro, a far rientrare nel *gruppo di Teano (GE)* anche le “piroclastiti di Teano” individuate da CONTICELLI *et alii* (2009) come una successione di depositi da caduta e paleosuoli che separavano i

prodotti del “*brown leucitic tuff* - BLT” *Auctt.* da quelli del “*white trachytic tuff* - WTT” *Auctt.* nel settore sud-orientale del Roccamonfina. In realtà, i depositi di questa successione risultano avere caratteristiche del tutto confrontabili con quelli delle successioni di piroclastiti precedenti il “*brown leucitic tuff* - BLT” *Auctt.* Il motivo che aveva indotto a formulare quest’ipotesi stava, probabilmente, nel fatto che i tufi biancastri antichi della litofacies **GE_a** (datati intorno a 400 ka), affioranti soprattutto nella parte meridionale del vulcano, risultavano separati dai “*white trachytic tuff* - WTT” *Auctt.* da depositi da caduta e paleosuoli. Essendo quei tufi ascritti al BLT *Auctt.*, si rendeva necessario inserire questa successione di depositi da caduta e paleosuoli tra BLT *Auctt.* e WTT *Auctt.* Inoltre, un altro motivo di confusione era rappresentato dall’erronea attribuzione di un’età di 230 ka ai prodotti della *formazione di Galluccio (GLU)*, che invece risultano avere 305 ka. In sintesi, posizionando i tufi biancastri della litofacies **GE_a** all’interno della successione piroclastica antica, e riconoscendo come BLT *Auctt.* la sola *formazione di Campagnola (GNL)* - ca. 350 ka), si giustifica come nella parte meridionale del Foglio alla *formazione di Galluccio (GLU)* soggiacciano depositi da caduta e depositi rimaneggiati intercalati a paleosuoli ancora ascrivibili, di fatto, all’attività antica. Nella zona centro-settentrionale del Foglio (area di Marzano Appio), altresì, sono stati reperiti alcuni affioramenti, se pur non numerosissimi, in cui è stato possibile osservare i depositi della *formazione di Galluccio (GLU)* separati da quelli della *formazione di Campagnola (GNL)* solo da un paleosuolo. Date queste premesse, si è deciso di denominare *gruppo di Teano (GE)* il gruppo di depositi dell’attività precedente la *formazione di Campagnola (GNL)* perché, di fatto, nell’area di Teano e delle sue numerose frazioni si ritrovano le migliori sezioni esposte di tutte le tipologie di prodotti che caratterizzano questo gruppo.

- Numerosi apparati eccentrici caratterizzano la porzione orientale del vulcano di Roccamonfina ricadente nel Foglio, alcuni dei quali sono ubicati fuori dall’area strettamente pertinente al vulcano (Fig. 95b). Tra questi va menzionato il *litosoma di Presenzano (RSZ)*, per il quale nell’ambito di questo progetto è stata ottenuta un’età di $612,7 \pm 2,5$ ka, che al momento è la datazione più antica relativa a prodotti del vulcano del Roccamonfina *sensu lato* ottenuta con tecniche moderne, quindi estremamente affidabile. L’attività eccentrica risulta essere continuata nei periodi successivi, portando alla formazione di duomi esogeni (es. Monte Casi) e coni di scorie (es. Monte Auto) e, soprattutto, di apparati ad attività mista, che hanno ricoperto tutto l’arco dell’attività del vulcano. Nell’ambito del presente lavoro per molti di essi, i cui depositi risultavano cartografabili alla scala 1:50000, si è determinata un’età precisa (cfr. Fig. 33) contribuendo validamente al raffinamento delle conoscenze riguardanti la storia eruttiva del vulcano.

IX - PETROLOGIA DEI PRODOTTI VULCANICI

(a cura di L. Fedele, P. Petrosino, M. D'Antonio, A. Langella, F. Güll)

Ai fini della caratterizzazione petrologica dei prodotti del vulcano di Roccamonfina ricadenti nel Foglio n. 417 “Teano”, i depositi rilevati sono stati sottoposti ad una intensa campionatura durante la quale sono stati prelevati campioni sia di depositi piroclastici che di lave.

Sono state effettuate, oltre all’analisi petrografica su sezioni sottili:

1) analisi in spettrometria di fluorescenza a raggi X (XRF) su campioni di lave e frammenti juvenili (per un totale di 36 e 52 campioni, rispettivamente) e di 2 campioni di litici lavici e subvulcanici appartenenti alla litofacies **FGF_b** della *formazione di Garofali*, per la determinazione delle concentrazioni degli ossidi maggiori e dei principali elementi in tracce;

2) analisi in spettroscopia a raggi X a dispersione di energia (SEM-EDS) sui vetri dei frammenti juvenili estratti dai depositi piroclastici (32 campioni) per la determinazione delle concentrazioni degli ossidi maggiori;

3) analisi in spettrometria di emissione atomica e spettrometria di massa al plasma accoppiato induttivamente (ICP-AES e ICP-MS, effettuate presso i laboratori ACTLABS, Ontario, Canada) su lave (19 campioni), frammenti juvenili (12 campioni) e sui 2 litici sopra indicati, per la determinazione delle concentrazioni di ulteriori elementi in tracce;

4) analisi isotopiche per la determinazione dei rapporti isotopici di Sr e Nd su alcuni campioni di lava (9 campioni), sui 2 litici sopra indicati e su piroclastiti (15 campioni), per queste ultime sia sul campione di roccia totale (11 campioni),

che sulle frazioni vetrose (12 campioni), e su cristalli di feldspato (6 campioni) e clinopirosseno (5 campioni) da esse estratti.

L'analisi SEM-EDS dei vetri estratti dai frammenti juvenili dei depositi piroclastici è stata ritenuta necessaria in considerazione dello stato di intensa alterazione che caratterizza la maggior parte dei frammenti juvenili dei depositi rilevati e campionati.

I campioni raccolti sono stati suddivisi nei seguenti intervalli di attività:

1) attività *pre-formazione di Campagnola GNL*, (23 lave e 40 piroclastiti), comprendente i depositi del *gruppo di Teano (GE)*, dei *litosomi di Terracorpo (LCP)*, *Monte Casi (LCI)*, *Monte Canneto (NCT)*, *Monte Lucno (SUO)*, *Taverna San Felice (DTF)* e *Presenzano (RSZ)*, corrispondenti ad un intervallo di età compreso tra circa 612 e 344 ka;

2) attività connessa alla *formazione di Campagnola GNL* (1 piroclastite), comprendente i depositi della *formazione di Campagnola*, di età pari a circa 344 ka;

3) attività *post-GNL* (1 lava), comprendente i depositi del *litosoma di Ulici (SUL)*, corrispondenti ad un intervallo di età compreso tra circa 344 e 322 ka;

4) attività connessa alla messa in posto del *gruppo di Lauro WT* (7 piroclastiti), comprendente i depositi delle *formazioni di Galluccio (GLU)* e di *Cupa (FPU)*, corrispondenti ad un intervallo di età compreso tra circa 322 e 304 ka;

5) attività *post-WT* (12 lave, 4 piroclastiti e 2 litici lavici), comprendente i depositi delle *formazioni del Colle Friello (LLR)*, di *Conca della Campania (NCP)*, di *Garofali (FGF)*, di *Vallamati (VLI)*, di *San Giuliano di Teano (GUT)* e dei *litosomi di Masseria dei Cani (SEM)*, *Monte Atano (ENO)*, *Monte Santa Maria (RMI)*, *Colle Lupara (EUP)*, *Monte Auto (AUT)* e *Masseria Scappucci (UPI)*, corrispondenti ad un intervallo di età compreso tra circa 304 e 150 ka.

1. - PETROGRAFIA E CLASSIFICAZIONE DEI CAMPIONI DI ROCCIA

I prodotti campionati si distinguono chiaramente in due tipologie principali, definite sulla base della presenza o dell'assenza della leucite. Seguendo quanto proposto da CONTICELLI *et alii* (2009), i primi sono considerati appartenenti alla serie HKS (*High Potassium Series*, serie alta in potassio, anche detta plagioleucitica ad affinità ultrapotassica), mentre i secondi costituiscono la serie SHO (shoshonitica, corrispondente alla serie potassica KS come definita dallo studio pionieristico di APPLETON, 1972). Entrambe le serie comprendono tanto prodotti lavici quanto piroclastici. Per questi ultimi, tipicamente caratterizzati da tessiture africane non sufficientemente risolvibili al microscopio ottico, si è spesso ricorso all'osservazione al microscopio elettronico a scansione (SEM) ai fini di poter definire correttamente le principali paragenesi. Di seguito si riporta una sintesi delle principali caratteristiche petrografiche dei campioni analizzati seguendo la sud-

divisione in base all'affinità seriale indicata sopra. Una descrizione dei campioni suddivisi in base all'unità stratigrafica di appartenenza è invece riportata nella tabella 2. In Appendice sono riportate la concentrazione degli ossidi maggiori e di alcuni elementi in tracce e i valori della perdita in peso per calcinazione per una selezione rappresentativa di campioni.

Le lave della serie HKS appartengono prevalentemente al periodo *pre-formazione di Campagnola* GNL, con sporadiche occorrenze anche nell'attività *post-gruppo di Lauro* WT. I campioni sono caratterizzati prevalentemente da tessiture porfiriche (meno frequentemente intergranulari) variamente vescicolate, con pasta di fondo ipocristallina, più raramente microcristallina. Clinopirosseno e leucite sono le fasi mineralogiche dominanti, presenti come fenocristalli ed in pasta di fondo nei litotipi meno evoluti, e sotto forma di abbondanti microliti nella pasta di fondo dei litotipi più evoluti (Fig. 97). Nei primi si riscontra anche la presenza di cristalli di plagioclasio (in fenocristalli ed in pasta di fondo), cui sporadicamente si accompagnano microfenocristalli di olivina. I secondi sono invece caratterizzati anche da abbondanti fenocristalli e microliti di sanidino e da sparsi fenocristalli/microfenocristalli di biotite dai bordi opacizzati. Nel diagramma classificativo TAS (*Total Alkali vs. Silica*; LE MAITRE, 2002) le lave della serie HKS mostrano composizioni ricadenti nei campi dei prodotti ad affinità fortemente sottosatura (Fig. 98).

Fanno eccezione un campione dell'attività pre-GNL e due campioni dell'attività post-WT, che si posizionano nel campo delle shoshoniti (trachandesiti basaltiche di serie alcalina potassica), mostrando pertanto affinità debolmente sottosatura. Tali anomalie potrebbero essere ascrivibili al non perfetto stato di preservazione dei campioni, particolarmente evidente per il campione pre-GNL e per uno dei due post-WT, alla luce dei valori decisamente ridotti del contenuto in K_2O (rispettivamente 0,28 e 1,10 wt%; wt% = percentuale in peso) e dei valori relativamente elevati della LOI (*Loss On Ignition*, perdita in peso per calcinazione, pari a 5,87 e 1,98 wt%). Complessivamente si osserva una sostanziale coerenza con i dati composizionali relativi ai prodotti dell'attività antica (pre-GNL) riportati da CONTICELLI *et alii* (2009).

I frammenti juvenili della serie HKS appartengono principalmente all'attività pre-GNL e all'eruzione che ha prodotto i depositi della *formazione di Campagnola* (GNL), ma sono stati rinvenuti anche tra alcuni prodotti dell'attività recente post-WT. I campioni appaiono generalmente afirici o debolmente porfirici per microfenocristalli di sanidino e clinopirosseno, e fortemente vescicolati, con una pasta di fondo ipoialina. In quest'ultima, l'analisi al SEM ha consentito di identificare microliti di leucite, spesso sostituiti in parte o completamente da analcime, e di sanidino (Fig. 99).

Nel diagramma TAS, i campioni mostrano una notevole dispersione, verosimilmente ascrivibile alla loro intensa alterazione, come già menzionato in precedenza (Fig. 100). Ciò è confermato anche dai valori generalmente elevati della

LOI, tipicamente superiori a 5,00 wt%, fino a 17,9 wt% e dai contenuti insolitamente ridotti della somma degli alcali (fino a ricadere nel campo delle rocce ad affinità sovrassatura in silice). Per questo motivo, per le composizioni della frazione juvenile dei prodotti della serie HKS ci si riferisce alle composizioni chimiche dei vetri da essa estratti, riportate nel paragrafo successivo.

I campioni di lava della serie SHO appartengono prevalentemente all'attività post-WT, cui si aggiungono anche una lava dell'attività pre-GNL, una dell'attività post-GNL, oltre ai due litici lavici sopra descritti. I campioni sono caratterizzati da una tessitura porfirica con pasta di fondo microcristallina. Clinopirosseno e plagioclasio sono le fasi mineralogiche predominanti, il primo presente sia tra i

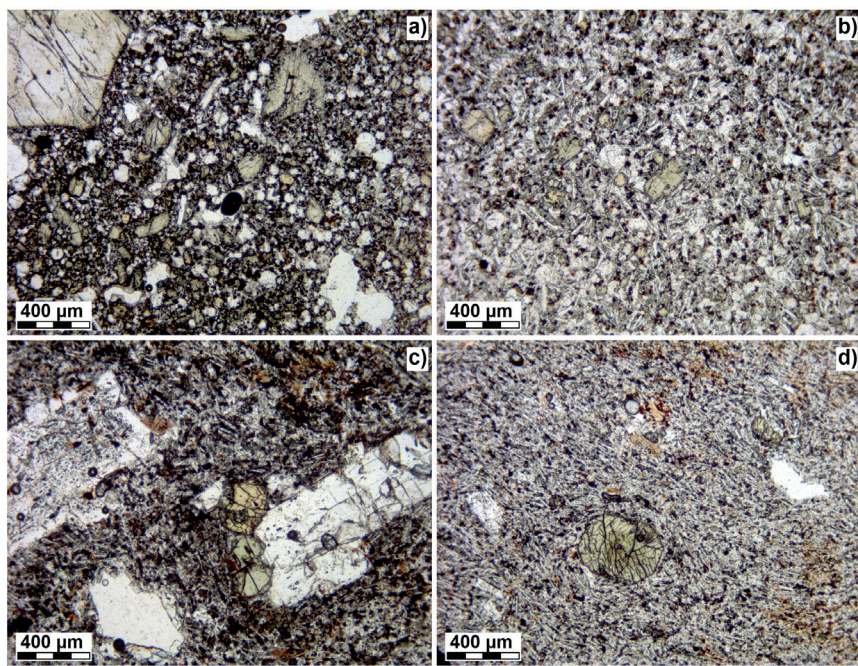


Fig. 97 - Immagini al microscopio polarizzatore (osservazioni al solo polarizzatore) di una selezione di campioni rappresentativi dei prodotti lavici del vulcano Roccamonfina ricadenti nel Foglio "Teano". a) tessitura porfirica per fenocristalli di clinopirosseno e microfenocristalli di leucite e sanidino immersi in una pasta di fondo ipocristallina in un campione della serie HKS dell'attività pre-formazione di Campagnola GNL (campione SA149, gruppo di Teano GE); b) tessitura intergranulare con cristalli di clinopirosseno, leucite e plagioclasio in un campione della serie HKS dell'attività post-gruppo di Lauro WT (SA116, litosoma Colle Lupara EUP); c) tessitura porfirica con fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno immersi in una pasta di fondo microcristallina con microliti di plagioclasio in un campione della serie SHO dell'attività post-WT (SA144, formazione di San Giuliano di Teano GUT); d) tessitura porfirica con fenocristalli di clinopirosseno immersi in una pasta di fondo con abbondanti microliti di sanidino in un campione della serie SHO dell'attività post-WT (SA148, formazione di San Giuliano di Teano GUT).

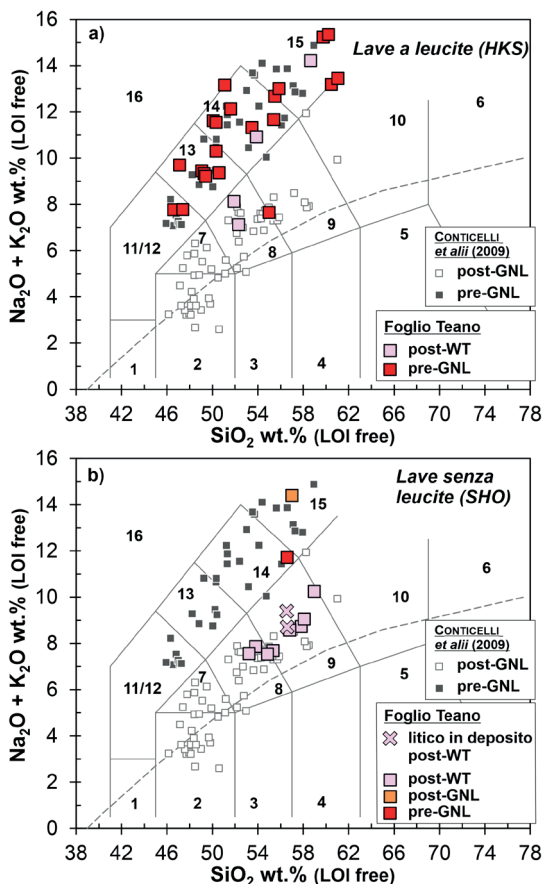


Fig. 98 - Diagramma classificativo TAS (LE MAITRE, 2002) per i campioni di lave del vulcano Roccamonfina ricadenti nel Foglio "Teano" che appartengono alla serie HKS (a, con leucite) e SHO (b, senza leucite). Per confronto, sono riportati i dati composizionali relativi ai prodotti dell'attività pre-formazione di Campagnola - GNL (serie HKS) e post-GNL (serie SHO) di CONTICELLI et alii (2009). La linea tratteggiata divide il campo delle serie alcaline da quelle subalcaline (IRVINE & BARAGAR, 1971). 1 picrobasalto; 2 basalto; 3 andesite basaltica; 4 andesite; 5 dacite; 6 riolite; 7 trachibasalto; 8 trachiandesite basaltica; 9 latite; 10 trachite; 11 basanite; 12 tefrite; 13 tefrifonolite; 14 fonotefrite; 15 fonolite; 16 foidite.

fenocristalli che in pasta di fondo, mentre il secondo è solo raramente osservato tra i fenocristalli e si riscontra prevalentemente tra i microliti della pasta di fondo (Fig. 97). Nei litotipi più evoluti si osserva anche la presenza di cristalli di sanidino (in fenocristalli ed in pasta di fondo) e di sporadici microfenocristalli di anfibolo. Le composizioni ricadono principalmente nel campo dei prodotti di

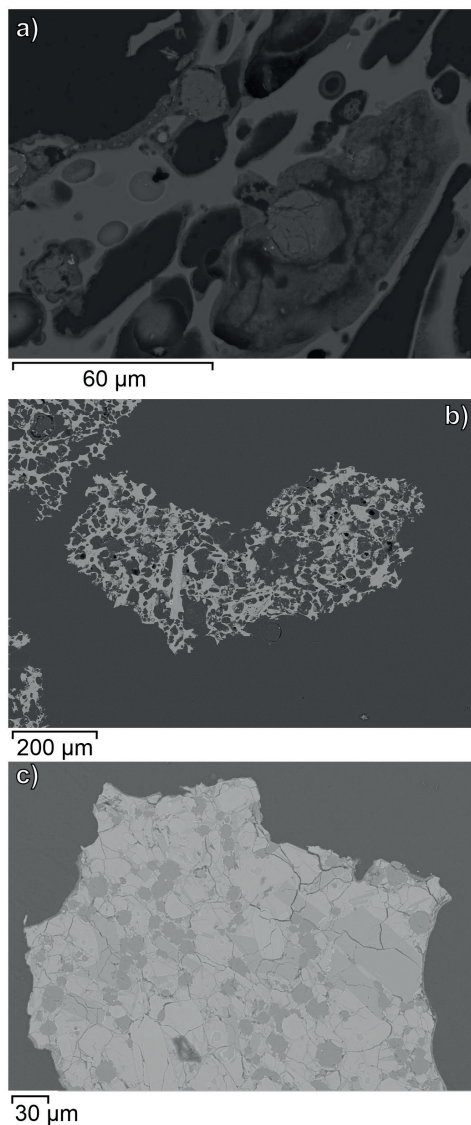


Fig. 99 - Immagini al microscopio elettronico a scansione (SEM) di una selezione di campioni rappresentativi della frazione juvenile dei prodotti piroclastici del vulcano Roccamonfina ricadenti nel Foglio "Teano". a) microliti di leucite in campione della serie HKS dell'attività pre-formazione di Campagnola GNL (campione SA21, gruppo di Teano **GE**); b) microliti di sanidino in campione della serie SHO dell'attività pre-GNL (SA128, **GE**); c) microliti di leucite in campione della serie HKS dell'attività post-gruppo di Lauro WT (SA124, litosoma Colle Lupara **EUP**).

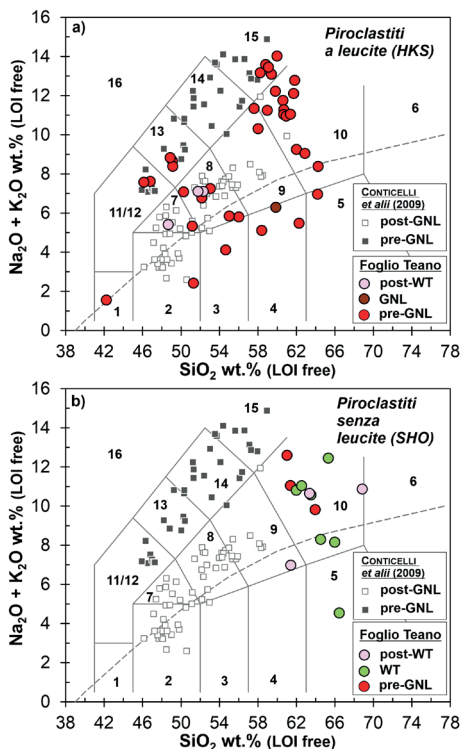


Fig. 100 - Diagramma classificativo TAS (LE MAITRE, 2002) per i campioni di frammenti juvenili dei depositi piroclastici del vulcano Roccamonfina ricadenti nel Foglio "Teano" che appartengono alla serie HKS (a, con leucite) e SHO (b, senza leucite). Per confronto, sono anche riportati i dati composizionali relativi ai prodotti dell'attività pre-formazione di Campagnola GNL (serie HKS) e post-GNL (serie SHO) di CONTICELLI *et alii* (2009). La linea tratteggiata divide il campo delle serie alcaline da quelle subalcaline (IRVINE & BARAGAR, 1971). 1 picrobasalto; 2 basalto; 3 andesite basaltica; 4 andeseite; 5 dacite; 6 riolite; 7 trachibasalto; 8 trachianandesite basaltica; 9 latite; 10 trachite; 11 basanite; 12 tefrite; 13 tefrifonolite; 14 fonotefrite; 15 fonolite; 16 foidite.

serie moderatamente sottosatura, coprendo un ristretto intervallo composizionale corrispondente a litotipi shoshonitici (trachiandesiti basaltici) e latitici (trachian-desitici; cfr. Fig. 97). A questi si aggiungono un campione dell'attività pre-GNL, che ricade nel campo delle fonotefriti, in prossimità del limite col campo delle latiti, ed uno dell'attività post-GNL, classificabile tra le fonoliti. L'anomala composizione di quest'ultimo campione è da imputarsi verosimilmente alla presenza di abbondanti inclusi scoriacei (cfr. Tabella 2). Nel complesso, si osserva una sostanziale coerenza con i prodotti dell'attività post-GNL di CONTICELLI *et alii* (2009), che però comprendono anche litotipi dal grado di evoluzione leggermente superiore e litotipi decisamente poco evoluti.

I frammenti juvenili dei depositi piroclastici della serie SHO appartengono principalmente all'attività recente, dalle eruzioni che compongono il *gruppo di Lauro (WT)* alle fasi più giovani del vulcanismo del Roccamonfina, ma comprendono anche alcuni prodotti dell'attività antica pre-GNL. I campioni si presentano completamente afirici, fortemente vescicolati e dotati di una pasta di fondo ipoialina. L'osservazione al SEM ha rivelato che quest'ultima è costituita per lo più da numerosi microliti di sanidino (cfr. Fig. 99). Come osservato per i prodotti piroclastici della serie HKS, anche i prodotti della serie SHO mostrano una notevole dispersione del diagramma TAS (cfr. Fig. 100), verosimilmente per effetto dell'intensa alterazione che li caratterizza. Pertanto, anche questi sono stati sottoposti ad indagini SEM-EDS della frazione vetrosa da essi estratta.

2. - ANALISI SEM-EDS DEI VETRI ESTRATTI DALLA FRAZIONE JUVENILE DEI DEPOSITI PIROCLASTICI

I campioni di vetro estratti dalla frazione juvenile dei depositi appartenenti alla serie HKS ricadono prevalentemente nel campo delle fonoliti e comprendono principalmente i campioni dei prodotti pre-GNL e della *formazione di Campagnola (GNL)* (Fig. 101). Si osservano inoltre alcuni campioni rappresentativi di litotipi meno evoluti che ricadono nei campi di trachandesiti basaltiche, tefrifonoliti, latiti e fonotefriti. Questi ultimi comprendono anche prodotti dell'attività post-WT. I campioni di vetri estratti dalla frazione juvenile dei depositi della serie SHO mostrano invece una composizione esclusivamente trachitica (Fig. 101). Si osserva inoltre un complessivo aumento dei contenuti in silice muovendo dai prodotti della fase pre-GNL ai prodotti dell'eruzioni che compongono il *gruppo di Lauro (WT)* fino ai prodotti recenti dell'attività post-WT.

Per meglio osservare le variazioni in termini di affinità seriale dei prodotti investigati, nei diagrammi della Fig. 102 la posizione stratigrafica relativa è stata confrontata coi valori del parametro ΔQ , rappresentativo della differenza tra i contenuti normativi di quarzo e nefelina (Q-Ne). Appare evidente che i prodotti dell'attività pre-GNL mostrano un ampio intervallo di composizioni, che variano da debolmente sottosature in silice (ΔQ poco inferiore a 0) a fortemente sottosature (ΔQ fino a -30).

A partire dall'eruzione del **GNL** si osserva poi una sostanziale inversione di tendenza, con una progressiva diminuzione del grado di sottosaturazione in silice passando alle eruzioni che compongono il *gruppo di Lauro (WT)* ed alle fasi post-WT. Queste ultime, pur essendo caratterizzate prevalentemente da composizioni da debolmente sottosature a debolmente sovrassature comprendono anche i già citati prodotti fortemente sottosaturi a leucite modale. In aggiunta, utilizzando i soli dati relativi ai campioni per i quali è disponibile una età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o per cui è

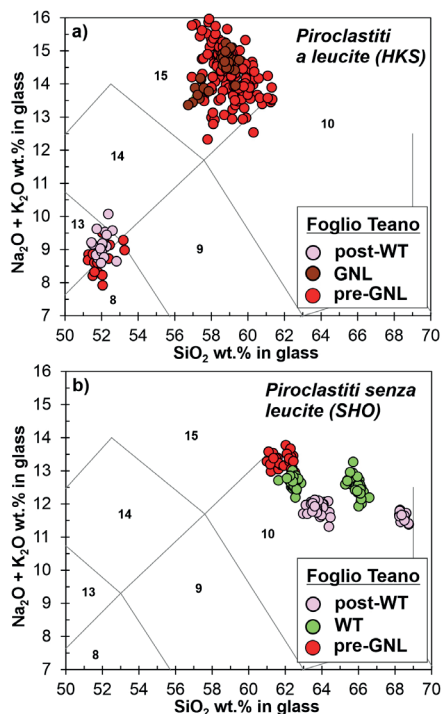


Fig. 101 - Diagramma classificativo TAS (LE MAITRE, 2002) per i campioni di vetri estratti dai frammenti juvenili dei depositi piroclastici del vulcano di Roccamonfina ricadenti nel Foglio "Teano" che appartengono alla serie HKS (a, con leucite) e SHO (b, senza leucite). 8 trachiandesite basaltica; 9 latite; 10 trachite; 13 tefrifonolite; 14 fonotefrite; 15 fonolite.

possibile definire l'esatta collocazione stratigrafica relativa, la tendenza nel tempo sopra descritta appare ancora più articolata, in particolare per quanto concerne la fase antica pre-GNL. Questa, infatti, appare caratterizzata da un progressivo costante aumento del grado di sottosaturazione in silice fino all'eruzione che ha messo in posto i depositi della formazione di Campagnola (GNL).

3. - SISTEMATICA ISOTOPICA Sr-Nd

I campioni analizzati coprono un intervallo piuttosto ampio di valori per i rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, compresi rispettivamente tra 0,70652 e 0,71019 e tra 0,51210 e 0,51251. Le variazioni di tali rapporti in funzione dell'età dei prodotti sono mostrate nei diagrammi delle figure 103 e 104. Da questi risulta evidente l'esistenza di una buona correlazione tra entrambi i rapporti isotopici e l'e-

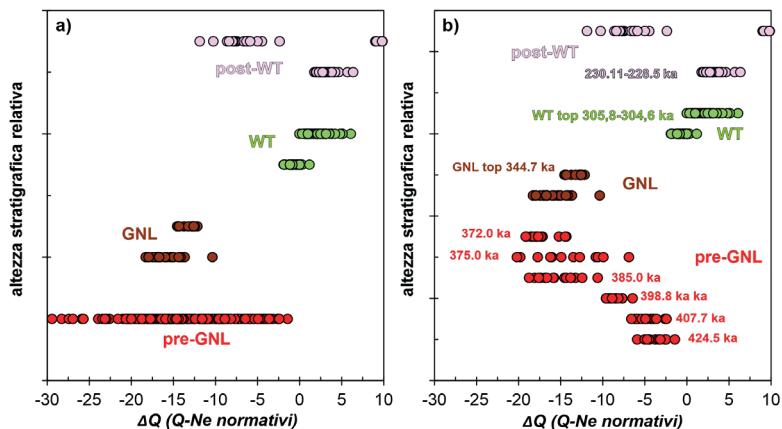


Fig. 102 - Diagramma altezza stratigrafica vs. ΔQ (Q-Ne, differenza tra i contenuti normativi di quarzo e nefelina) per i campioni di vetri estratti dai frammenti juvenili dei depositi del vulcano di Roccamonfina ricadenti nel Foglio "Teano". In a) sono riportati tutti i campioni analizzati, distinti per età relativa. In b) sono invece riportati i campioni per i quali è disponibile una età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o per cui è possibile definire l'esatta collocazione stratigrafica relativa.

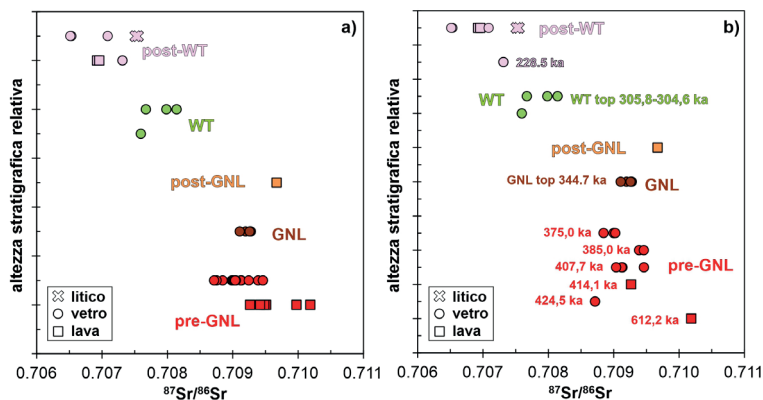


Fig. 103 - Diagramma altezza stratigrafica vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ per i campioni di lave e frammenti juvenili (frazione vetrosa e cristalli di clinopirosseno e biotite estratti) dei depositi del vulcano di Roccamonfina ricadenti nel Foglio "Teano". In a) sono riportati tutti i campioni analizzati, distinti per età relativa. In b) sono invece riportati i campioni per i quali è disponibile una età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o per cui è possibile definire l'esatta collocazione stratigrafica relativa.

tà dei prodotti, che appaiono caratterizzati da un aumento piuttosto regolare del rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, e da una altrettanto continua diminuzione del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nel passaggio dalle fasi di attività più antiche (pre-GNL, formazione di Campagnola GNL e post-GNL) a quelle più recenti (gruppo di Lauro WT e post-WT).

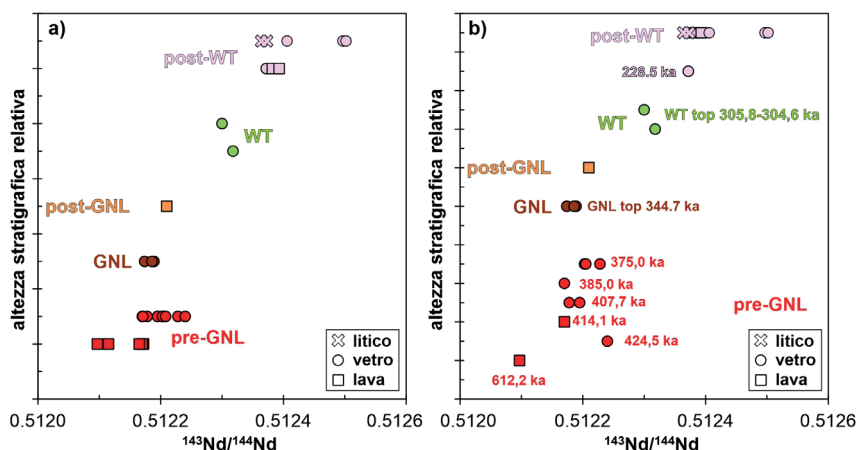


Fig. 104 - Diagramma altezza stratigrafica vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ per i campioni di lave e frammenti juvenili (frazione vetrosa e cristalli di clinopirosseno e biotite estratti) dei depositi del vulcano Roccamonfina ricadenti nel Foglio "Teano". In a) sono riportati tutti i campioni analizzati, distinti per età relativa. In b) sono invece riportati i campioni per i quali è disponibile una età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o per cui è possibile definire l'esatta collocazione stratigrafica relativa.

Più nello specifico, utilizzando i soli dati relativi ai campioni per i quali è disponibile una età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o per cui è possibile definire l'esatta collocazione stratigrafica relativa, si osserva come i valori più elevati di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e più bassi di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ corrispondano al campione più antico tra quelli datati per l'attività pre-GNL. Le successive fasi di attività sembrerebbero inizialmente caratterizzate da una diminuzione di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70872) e da un aumento di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51224). Successivamente, i valori di entrambi i rapporti isotopici si manterrebbero grossomodo uniformi (0,70885-0,70967 e 0,51217-0,51223, rispettivamente) fino alle fasi di attività post-GNL. Successivamente, a partire dall'eruzione del gruppo di Lauro (WT) si osserverebbero una evidente diminuzione di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70759-0,70814) ed un aumento di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51230-0,51232), che proseguirebbero in maniera piuttosto costante fino alle fasi di attività più recenti.

Alla luce di quanto sopra, appare evidente come la sistematica isotopica Sr-Nd possa considerarsi un efficace tracciante geochimico per la definizione dell'età dei prodotti del vulcano di Roccamonfina.

Tab. 2 - *Principali caratteristiche petrografiche dei campioni analizzati*

unità stratigrafica	sigle campioni	periodo	litotipo	tessitura	mineralogia
formazione di Vallarnati (VLI)	SA184a	post-WT	scoria	Porfirica/glomeroporfirica, moderatamente vescicolare; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di pl, cpx e bt; microliti di feld; inclusi olocristallini con bt+pl+opachi
litosoma di Monte Santa Maria (RMI)	SA206	post-WT	lava	Debolmente porfirica; pasta di fondo microcristallina	Fenocristalli di let, pl e opachi; glomerocristalli di pl e cpx; inclusi olocristallini con cpx+pl+ol+bt+opachi
formazione di Garofali (FGF _a)	SA174	post-WT	pomice	Africa/debolmente porfirica; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di cpx, pl e bt; microliti di feld
formazione di Garofali (FGF)	SA171	post-WT	pomice	Debolmente porfirica; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di cpx, pl e bt; microliti di feld
formazione di San Giuliano di Teano (GUT)	SA114, 144, 145, 146, 147, 148	post-WT	lava	Porfirica/glomeroporfirica, debolmente vescicolare; pasta di fondo microcristallina/ipocristallina	Fenocristalli di pl, cpx e bt; glomerocristalli di pl+cpx+opachi e ol+cpx; microliti di pl, cpx, bt, opachi e amp
litosoma di Masseria dei Cani (SEM)	SA117a	post-WT	scoria	Debolmente porfirica, vescicolare; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di cpx e ol; microliti di cpx; inclusi lavici con fenocristalli di cpx, let, pl e opachi
litosoma di Masseria Scappucci (UPI)	SA152	post-WT	scoria	Debolmente porfirica, moderatamente vescicolare; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di pl, bt, cpx e ol; microliti di pl
litosoma di Monte Auto (AUT)	SA150	post-WT	scoria	Fortemente porfirica/glomeroporfirica; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di cpx, pl e bt; glomerocristalli di cpx; microliti di pl
litosoma di Colle Lupara (EUP)	SA124	post-WT	scoria	Debolmente porfirica, moderatamente vescicolare; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di cpx e let; microliti di cpx e pl

unità stratigrafica	sigle campioni	periodo	litotipo	tessitura	mineralogia
litosoma di Colle Lupara (EUP_a)	SA116, 134	post-WT	lava	Porfirica, moderatamente vescicolare, pasta di fondo microcristallina	Fenocristalli di let, cpx, opachi e ol; microliti di cpx e opachi
litosoma di Monte Atano (ENO)	SA179b	post-WT	scoria	Porfirica, debolmente vescicolare; pasta di fondo microcristallina	Fenocristalli di pl, cpx e ol; microliti di pl e cpx
litosoma di Monte Atano (ENO)	SA185	post-WT	lava	Olocristallina intergranulare, debolmente porfirica	Fenocristalli di pl, cpx e ol; microliti di pl
formazione di Conca della Campania (NCP)	S2 14.7	post-WT	pomice	Da affrica a debolmente porfirica, localmente glomeroporfirica; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di kfs e bt; glomerocristalli di cpx+pl+opachi; rari microliti di kfs
formazione di Colle Friello (LLR)	SA207	post-WT	lava	Debolmente porfirica/glomeroporfirica, debolmente vescicolare; pasta di fondo ipocristallina	Fenocristalli di cpx, bt e ol; glomerocristalli di cpx e ol; abbondanti microliti di cpx, let e feld
formazione di Galluccio (GLU)	SA28, 29, 107, 118, 129, 189, 190, 191	WT	pomice	Da affrica a debolmente porfirica, fortemente vescicolare; pasta di fondo ipocristallina	Fenocristalli di kfs, pl, cpx e bt; microliti di kfs, pl, cpx, bt e opachi
formazione di Cupa (FPU)	SA182	WT	pomice	Da affrica a debolmente porfirica, fortemente vescicolare; pasta di fondo oloialina	Fenocristalli di kfs e pl
litosoma di Ulici (SUL)	SA4	post-GNL	lava	Porfirica; pasta di fondo microcristallina	Fenocristalli di kfs, pl, bt e cpx; microliti di kfs, cpx e opachi; inclusi scoriacei ricchi in cristalli di cpx e meno abbondanti kfs, amp e opachi

unità stratigrafica	sigle campioni	periodo	litotipo	tessitura	mineralogia
formazione di Campagnola (GNL)	SA34	GNL	pomice	Porfirica/glomeroporfirica, fortemente vescicolare; pasta di fondo ipocristallina	Fenocristalli di cpx, bt e kfs; glomerocristalli di kfs e cpx+opachi; rari microliti di lct
gruppo di Teano (GE)	SA18, 21, 45, 46, 49, 54, 57, 58, 63, 91, 93, 97, 98, 105, 106b, 121, 122, 23, 133, 135, 140a, 140b, 141, 153, 158, 165, 166a, 166b, 167, 168, 169a, 170a, 170b, S2 60.25	pre-GNL	pomice	Da africa a moderatamente porfirica, fortemente/moderatamente vescicolare; pasta di fondo ipotallina	Fenocristalli di cpx, bt, pl, lct, opachi e ol, glomerocristalli di cpx+opachi (campioni poco evoluti); fenocristalli di kf, cpx, pl, bt, lct, opachi e rara tt (campioni evoluti); microliti di lct (campioni poco evoluti) o di kfs, pl e lct (campioni evoluti)
gruppo di Teano (GE _b)	SA8, 56, 65bis, 68, 101, 102, 103, 104, 107f, 136, 155	pre-GNL	lava	Da olocristallina intergranulare a porfirica, debolmente vescicolare; pasta di fondo microcristallina	Fenocristalli di cpx, lct, bt e pl (campioni poco evoluti), cpx, lct, bt, kfs e lyn (campioni evoluti); microliti di cpx, lct, bt, pl e opachi (campioni poco evoluti) e di cpx, lct, kfs, amp, tt e opachi (campioni evoluti); inclusi olocristallini con pl+cpx+hyn+opachi e vescicolari con fenocristalli di ol, cpx, bt e opachi
gruppo di Teano (GE _a)	SA139, PP-PR	pre-GNL	pomice	Africa, fortemente vescicolare; pasta di fondo ipoecristallina	Fenocristalli di kfs; microliti di cpx e kfs

unità stratigrafica	sigle campioni	periodo	litotipo	tessitura	mineralogia
litosoma di Terracorpo (LCP_a)	SA7	pre-GNL	lava	Porfirica, debolmente vescicolare; pasta di fondo ipocristallina	Fenocristalli di let, cpx, bt; rari microliti di let, feld e opachi
litosoma di Monte Casti (LCI)	SA200	pre-GNL	lava	Debolmente porfirica/ glomeroporfirica, pasta di fondo ipocristallina	Fenocristalli di pl, kfs e bt; glomerocristalli di pl+cpx; abbondanti microliti di pl e opachi
litosoma di Taverna San Felice (DTF)	PR1, 6, 7, 8, 9, 10, 12	pre-GNL	dicco	Porfirica; pasta di fondo ipoalina o ipocristallina	Fenocristalli di cpx, let, pl e opachi; microliti di let, pl e opachi
litosoma di Taverna San Felice (DTF_a)	PR2, 3, 4, 5	pre-GNL	scoria	Porfirica, debolmente vescicolare; pasta di fondo ipoalina	Fenocristalli di cpx e let; microliti di cpx, let, bt, pl, opachi e rara ttn
litosoma di Monte Canneto (NCT)	SA119, MCN1	pre-GNL	lava	Porfirica, debolmente vescicolare e con pasta di fondo ipocristallina (campioni poco evoluti); da olocristallina intergranulare a porfirica/ glomeroporfirica e con pasta di fondo microcristallina (campioni evoluti)	Fenocristalli di cpx e let, microliti di pl, cpx, opachi e raro amp (campioni poco evoluti); fenocristalli di cpx, pl, let e bt, glomerocristalli di cpx+pl+opachi, microliti di pl e opachi (campioni evoluti)

unità stratigrafica	sigle campioni	periodo	litotipo	tessitura	mineralogia
litosoma di Monte Lucno (SUO)	SA130, SA132, SA149	pre-GNL	lava	Da olocristallina intergranulare a porfirica debolmente vescicolare con pasta di fondo microcristallina	Fenocristalli di cpx e let, microliti di pl, cpx, opachi e amp; glomerocristalli di cpx+pl+opachi
litosoma di Monte Lucno (SUOa)	SA131	pre-GNL	scoria	Porfirica/glomeroporfirica moderatamente vescicolare; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di cpx e let; glomerocristalli di cpx microliti di let
litosoma di Presenzano (RSZ)	PR11	pre-GNL	lava	Porfirica debolmente vescicolare; pasta di fondo ipoialina	Fenocristalli di let e cpx; glomerocristalli di cpx; microliti di let, cpx, feld, opachi e raro amp; megacristalli centimetrici di cpx

Note. amp: anfibolo; bt: biotite; cpx: clinopirosseno; feld: feldspati; hyn: hatyna; ol: olivina; pl: plagioclasio; let: leucite; tm: titanite.

4. - PRODOTTI DI ALTERAZIONE SECONDARIA

Nell'ambito del Foglio n. 417 "Teano", i depositi da corrente piroclastica afferenti al *gruppo di Teano (GE)*, nonché alle *formazioni di Campagnola (GNL)*, di *Conca della Campania (NCP)* e di *Garofali (FGF)*, presentano diffusi prodotti di alterazione secondaria, attribuibili a processi post-deposizionali indotti dalla circolazione di acque meteoriche in condizioni sub-superficiali.

Lo stato di alterazione è variabile, ma riconoscibile già in affioramento dalle colorazioni giallastre esibite dalla matrice cineritica dei livelli piroclastici e, in certi casi, anche dalla fragilità dei singoli lapilli pomicei, che tendono a sgretolarsi con una semplice sollecitazione manuale.

La particolare composizione della componente vetrosa, ricca in alcali e a basso rapporto Si/Al, in presenza di acqua meteorica ne favorisce l'alterazione in minerali argillosi; l'incremento di alcalinità delle soluzioni circolanti che ne deriva porta alla cristallizzazione di zeoliti ed alla progressiva idrolisi di altri silicati primari quali feldspati e leucite.

Le analisi in Diffrattometria a Raggi X (XRD) e in Spettroscopia Infrarossa in Trasformata di Fourier (FTIR) sono state condotte nei laboratori del DISTAR dell'Università di Napoli Federico II, seguendo le metodologie riportate in GRAZIANO *et alii* (2024). I risultati hanno confermato la paragenesi sopra descritta.

formazione di Garofali (FGF)

Nell'ambito della *formazione di Garofali* sono stati analizzati i depositi cineritici di **FGF** (Fig. 105a); il campione di riferimento è SA171. Gli spettri XRD restituiscono una mineralogia caratterizzata da fasi feldspatiche (prevalentemente sanidino e plagioclasio calcico) e micacee (muscovite), in associazione a una significativa frazione amorfa.

Un segnale diffuso e privo di significativi effetti di diffrazione, centrato tra $\sim 20^\circ$ e 30° 2θ , indica la presenza di materiale vetroso amorfo, coerente con l'origine piroclastica dei depositi. È stato inoltre osservato un picco a $d=7,28$ Å, non riconducibile alle fasi mineralogiche principali; sebbene tale riflessione appaia risolta con l'antigorite, è più probabile che sia associata ad una fase di tipo fillosilicatico o che suggerisca la presenza subordinata di una fase di neoformazione, possibilmente formatasi per alterazione post-eruttiva del vetro. Nel complesso, i dati XRD restituiscono una composizione mineralogica compatibile con la composizione chimica della frazione juvenile e indicano che i campioni analizzati presentano minerali primari in associazione con prodotti di alterazione incipiente.

formazione di Conca della Campania (NCP)

Dei prodotti della *formazione di Conca della Campania* è stato analizzato il campione SA127 che, macroscopicamente, è rappresentato da un tufo a matrice cineritica di colore giallo pallido, che contiene pomici biancastre molto alterate e rari frammenti scoriacei, nonché litici lavici con leucite.

I diffrattogrammi XRD hanno permesso di individuare fasi quali muscovite, sanidino e diopside (Fig. 105b); un segnale diffuso, privo di riflessioni cristalline definite, centrato tra $\sim 20^\circ$ e $30^\circ 2\theta$, è altresì indicativo della presenza di materiale vetroso amorfo. Oltre ai minerali sopra citati, di origine primaria, si sottolinea anche la presenza di cabasite che suggerisce l'avvio di processi di zeolitizzazione a bassa temperatura, probabilmente in ambiente subaereo, che possono aver interessato selettivamente il vetro vulcanico.

Nel complesso, la mineralogia riflette una paragenesi parzialmente alterata, in cui coesistono fasi primarie (sanidino, diopside), minerali accessori (muscovite) e fasi secondarie di neoformazione (cabasite), associate a un'abbondante matrice amorfa vetrosa.

Tale composizione mineralogica è in accordo con la composizione chimica della frazione juvenile.

formazione di Campagnola (GNL)

Il campione analizzato della *formazione di Campagnola* (SA173) è un tufo giallastro a matrice cineritica con abbondanti lapilli pomicei alterati e litici di lave leucitiche.

I diffrattogrammi XRD mostrano la presenza di feldspati e miche, nonché di pirosseni e zeoliti sodiche, in associazione a una marcata componente amorfa (Fig. 105c).

Le riflessioni più intense sono state attribuite a muscovite, sanidino, cabasite e diopside. Da notare che il campione analizzato non presenta riflessioni attribuibili a leucite o analcime, attesa dalla composizione chimica osservata nonché ampiamente citata in letteratura. Questo potrebbe riflettere una totale assenza di leucite originaria o una completa idrolisi della stessa durante l'alterazione post-deposizionale in presenza di acqua. La seconda ipotesi appare più probabile, data l'abbondanza di leucite alterata visibilmente osservabile all'interno dei frammenti litici.

Infine, un segnale diffuso e privo di riflessioni cristalline nette, centrato tra $\sim 20^\circ$ e $30^\circ 2\theta$, conferma la presenza di una abbondante frazione vetroso amorfa residua, coerente con la natura piroclastica dei depositi.

gruppo di Teano (GE)

Nell'ambito del *gruppo di Teano* sono stati analizzati i tufi ascrivibili alla lito-facies dei tufi a lapilli pomicei e ceneri **GE_a** (Fig. 106), che macroscopicamente

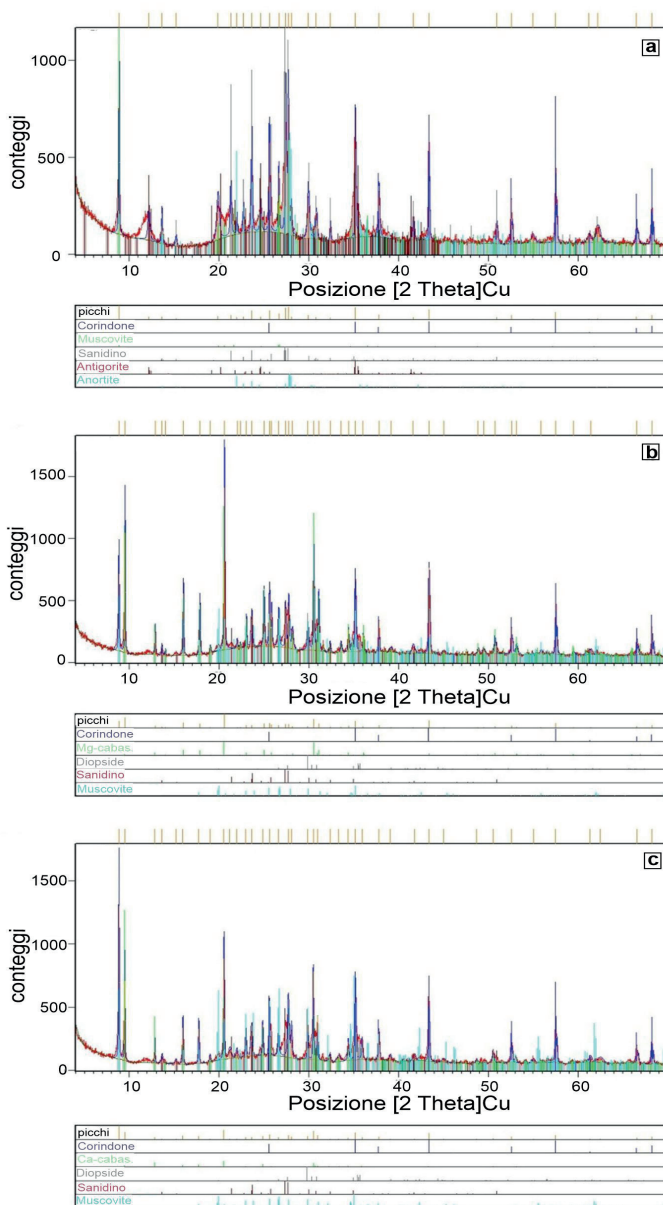


Fig. 105 - Spettri di diffrazione a raggi X (XRD) dei campioni delle formazioni di Garofali (*FGF*) (a), Conca della Campania (*NCP*) (b), Campagnola (*GNL*) (c).

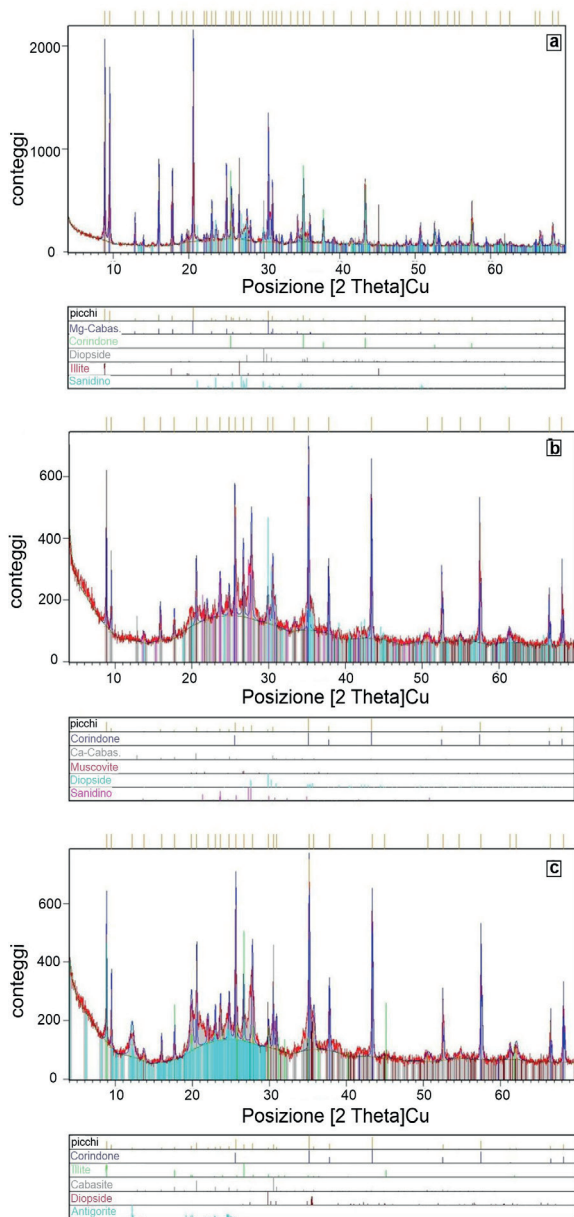


Fig. 106 - Spettri di diffrazione a raggi X (XRD) dei campioni delle litofacies **GE_a** del gruppo di Teano.

sono dei tufi biancastri ben litificati a matrice di cenere grossolana che contengono lapilli pomicei bianco-grigiastri e rari lapilli centimetrici di natura lavica.

I campioni sono denominati BIASI6, BIASI 9a e BIASI 9b dal nome della località di prelievo. Sono state identificate riflessioni caratteristiche attribuibili a illite, cabasite, diopside, sanidino e muscovite.

Un segnale diffuso e privo di riflessioni cristalline nette, centrato tra $\sim 20^\circ$ e $30^\circ 2\theta$, indica la presenza di materiale vetroso amorfo, coerente con l'origine piroclastica dei campioni.

In uno dei tufi è stato inoltre osservato un picco a circa $12,16^\circ 2\theta$ (Fig. 106c), non riconducibile alle fasi mineralogiche prima citate, associabile a una fase di tipo fillosilicatico o ad una fase di neoformazione, verosimilmente formatasi per alterazione post-eruttiva del vetro.

Ulteriori analisi in FTIR si sono rese necessarie per una identificazione precisa. Non si osservano, invece, riflessioni attribuibili a leucite o analcime. Lo spettro FTIR (Fig. 107) mostra diverse bande caratteristiche che completano i dati ottenuti con la diffrazione a raggi X. Un'importante banda doppia è visibile a ~ 3600 e ~ 3700 cm^{-1} , caratteristica degli -OH strutturali della caolinite, che consente di distinguere questa fase da minerali del gruppo del serpentino, come l'antigorite. La presenza di caolinite è ulteriormente confermata dalla banda in corrispondenza di ~ 1640 cm^{-1} , legata alla deformazione della molecola d'acqua,

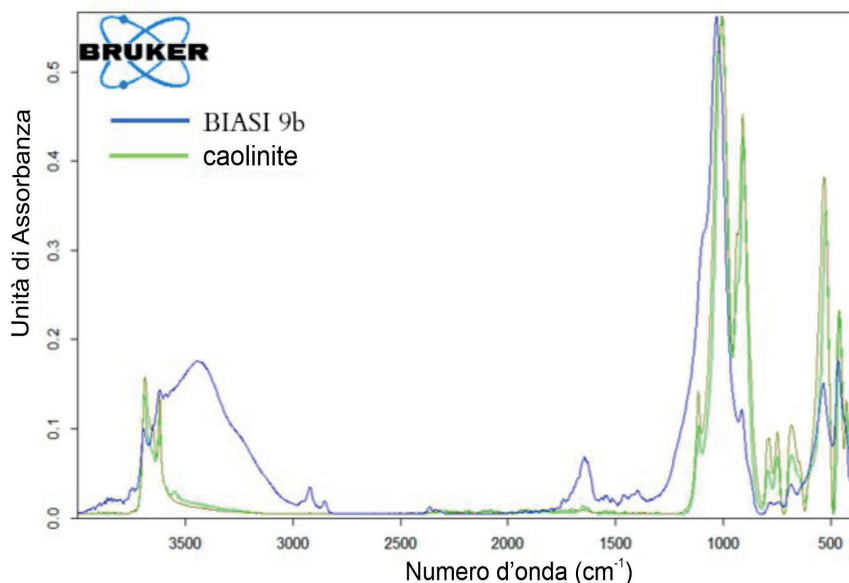


Fig. 107 - Spettro FTIR del campione BIASI 9b di GE_a . La doppia banda a ~ 3600 e ~ 3700 cm^{-1} conferma la presenza di caolinite, ben distinguibile dai minerali del gruppo del serpentino.

e dall'ampiezza della banda centrata intorno a $3400\text{-}3500\text{ cm}^{-1}$ che suggerisce la presenza di legami a idrogeno, comuni nei minerali argillosi. Il picco molto intenso tra $1000\text{-}1200\text{ cm}^{-1}$ è riconducibile al gruppo funzionale SiO_4 dei silicati, così come la serie di picchi multipli nella regione $800\text{-}500\text{ cm}^{-1}$, con massimo a $\sim 530\text{-}600\text{ cm}^{-1}$, associabili a illite, muscovite, diopside e cabasite già individuati dall'XRD.

Dai dati qui presentati emerge che la litificazione più o meno spinta dei depositi tufacei facenti capo ai prodotti di eruzioni esplosive del vulcano di Roccamonfina è principalmente dovuta alla formazione di una fase zeolitica, la cabasite, a spese del vetro vulcanico. L'alcime, che pure è rappresentata, si presenta principalmente come prodotto di alterazione della leucite. Si segnala, poi, la presenza di quantitativi significativi di caolinite all'interno dei campioni litificati della lito-facies GE_a delle piroclastiti del *gruppo di Teano*.

X - GEOLOGIA APPLICATA E IDROGEOLOGIA

(a cura di V. Allocca, A. Ascione, P. De Vita)

1. - FRANOSITÀ

La franosità del territorio del Foglio n. 417 "Teano" è strettamente connessa alle caratteristiche geologiche e geomorfologiche del territorio. Sebbene non siano noti nella letteratura scientifica fenomeni franosi che per rilevanza, danni o vittime causati siano stati oggetto di specifici studi scientifici, e siano stati segnalati pochi eventi di frana del database AVI (GUZZETTI *et alii*, 1994; <https://sici.irpi.cnr.it/avi.htm>), il Foglio si caratterizza per l'esistenza di una diffusa franosità, per lo più di tipo superficiale, negli ambiti fisiografici costituenti i maggiori rilievi montuosi e collinari. Questi sono rappresentati: nel settore sudorientale del Foglio, tra gli abitati di Calvi Risorta (CE) e Dragoni (CE), dalla dorsale carbonatica comprendente i monti Grande (406 m s.l.m.), Coricuzzo (463 m s.l.m.), Maggiore (924 m s.l.m.), Pizzo Madama Marta (960 m s.l.m.), Monaco (438 m s.l.m.) e Sant'Angelo (865 m s.l.m.); nel settore centro-settentrionale del Foglio, tra gli abitati di Pietravairano (CE) e Vairano Patenora (CE), dalla dorsale carbonatica compresa tra il Monte Pizzo La Guardia (449 m s.l.m.) e Monte Urlano (531 m s.l.m.); nel settore nordorientale del Foglio, a nordest di Sant'Angelo d'Alife, dal gruppo montuoso carbonatico formato dai rilievi circostanti il Monte Acuto (1266 m s.l.m.); nel settore occidentale del Foglio, dai versanti orientali del vulcano Roccamonfina.

L'analisi dei fenomeni franosi si è basata sui dati di rilevamento di terreno e sul geodatabase dei fenomeni franosi della Campania (FUSCO *et alii*, 2023) che, in combinazione con la riclassificazione delle unità stratigrafiche in unità geologico-tecniche, ha consentito di caratterizzare l'influenza delle condizioni geologiche sulla diffusione e tipologia dei fenomeni franosi.

Anche se il geodatabase dei fenomeni franosi considerato (FUSCO *et alii*, 2023) è stato recepito quale riferimento ufficiale della Regione Campania (Decreto N. 24 del 26/09/2024 della Giunta della Regione Campania), i risultati illustrati nei paragrafi seguenti devono essere considerati di valenza solo scientifica generale e non indicativi di condizioni specifiche di pericolosità o rischio da frana, quindi vincolanti ai fini della pianificazione territoriale.

1.1. - LE UNITÀ GEOLOGICO-TECNICHE

Il territorio che ricade nell'ambito del Foglio n. 417 "Teano" è caratterizzato da una notevole complessità geologica per la presenza di un elevato numero di unità stratigrafiche, incluse quelle del Quaternario epiclastiche continentali e vulcaniche del vulcano di Roccamonfina e flegree, meso-cenozoiche carbonatiche e mio-plioceniche di tipo *wedge-top basin*, nonché da un complesso assetto tettonico delle stesse.

L'analisi degli aspetti geologico-applicativi è riferibile ad unità geologico-tecniche (*engineering geological units*, *sensu* UNESCO-IAEG, 1976), identificate mediante l'accorpamento o la suddivisione di unità stratigrafiche, tra quelle riconosciute mediante le attività di rilevamento geologico del Foglio, aventi caratteristiche geologico-tecniche uniformi in relazione alla scala di analisi. Tale approccio consente di effettuare studi omogenei sulla morfoevoluzione dei versanti, con particolare riferimento ai fenomeni franosi, sulle attività estrattive dei materiali da costruzione e sulla circolazione idrica sotterranea. L'istituzione delle unità geologico-tecniche è influenzata dalla scala di analisi in quanto questa ne condiziona il rango ed il grado di approfondimento della caratterizzazione delle proprietà geologico-tecniche, che variano dal livello qualitativo, basato su osservazioni, a quello quantitativo, basato su misure in campo e laboratorio. Nella fattispecie, per la tipologia dei dati rilevati e per la scala adottata (1:50.000) è possibile identificare nel Foglio "Teano" una serie di unità che, secondo le norme proposte dalla commissione UNESCO-IAEG (1976), sono definibili nel rango dei complessi litologici (*lithological complexes*), riconoscibili a scale comprese tra 1:10.000 ed 1:200.000 sulla base di dati di rilevamento diretto e della caratterizzazione da qualitativa a semi-quantitativa delle proprietà geologico-tecniche, basata sulle descrizioni ed osservazioni dei litotipi affioranti. In particolare, per le unità che costituiscono i depositi sciolti del

Quaternario è possibile fare riferimento alla categoria delle terre ed alla classifica USCS (CASAGRANDE, 1948). Per le unità litoidi di substrato, fondamentalmente riconducibili a successioni laviche e piroclastiche del vulcano di Roccamonfina e flegree, e a successioni carbonatiche meso-cenozoiche, è possibile fare riferimento alla categoria degli ammassi rocciosi ed alla classifica GSI (HOEK, 1994; HOEK & BROWN, 1997). Per questa categoria di materiali geologici, per la scala di analisi poco dettagliata, non è possibile applicare classificazioni specifiche (es. BIENIAWSKJ, 1989), basate sul rilevamento di parametri strutturali e geomeccanici a scala di dettaglio.

Infine, le unità mio-plioceniche formate dalle successioni di bacino possono essere ascritte alla categoria delle formazioni strutturalmente complesse e quindi caratterizzate secondo la classifica di Esu (1977) e, in relazione alla disponibilità di dati ed osservazioni, alla classifica GSI adattata alle formazioni strutturalmente complesse (MARINOS & HOEK, 2001).

Mediante l'accorpamento delle unità stratigrafiche ritenute omogenee dal punto di vista geologico-tecnico alla scala di analisi del Foglio "Teano" (1:50.000) sono stati istituiti 15 complessi litologici con definizione delle caratteristiche geologico-tecniche (Tab. 3; Fig. 108). Sulla base della identificazione dei complessi litologici è stata effettuata un'analisi dei fenomeni franosi censiti

Tab. 3 - *Complessi litologici (unità geologico-tecniche, sensu UNESCO-IAEG, 1976) istituiti per il Foglio "Teano".*

ID	Complessi litologici	Tipo di materiale geologico	Caratterizzazione geologico-tecnica	Sigla unità stratigrafiche
1	Depositi olocenici	Terre	GW-GM-SM-CL (USCS)	h, b, i, a ₁
2	Depositi di versante pleistocenici	Terre	GM-SM-ML-CL (USCS)	a, b ₇ , b ₂ , DMT _{a3} , AFE _{a3} , AIL _{a3}
3	Depositi alluvionali pleistocenici grossolani	Terre	GW-SW (USCS)	DMT _b , DMT _{f1} , AIL _b , TNM, AIL _i , AFE _{fl}
4	Depositi alluvionali pleistocenici fini	Terre	SM-SC (USCS)	AFE _{e2} , AFE _b , AIL _{f1} , AIL _{e2} , DMT ₁
5	Tufo	Ammasso roccioso	GSI 80-90	TGC, WT, GLU, FPU, GNL, GNL _a
6	Depositi piroclastici sciolti grossolani	Terre	GW-GM (USCS)	VLI, FGF _a , FGF _b , UPI, AUT, EUP, GE, GE _a , ENO, SEM, LCP, DTF, SDO _a
7	Lave	Ammasso roccioso	GSI 40-50	RMI, LLR, ENO _a , LCP _a , LCI, DTF _a , SUO, RSZ, GUT, SUL, GE _b , NCT
8	Depositi piroclastici sciolti fini	Terre	SM-ML (USCS)	NCP, FGF, GUT _b , EUP
9	Arenarie molassiche	Ammassi rocciosi - Formazioni strutturalmente complesse	GSI 40-50 B1 (Esu, 1977)	AL
10	Arenarie mioceniche	Ammassi rocciosi - Formazioni strutturalmente complesse	GSI 60-80 C (Esu, 1977)	AIZ
11	Marne e calcareniti mioceniche	Ammassi rocciosi	GSI 60-80	LNG
12	Calciruditi e calcareniti mioceniche	Ammassi rocciosi	GSI 60-80	RIV, CUS
13	Calcareniti, calcari e marne eoceniche	Ammassi rocciosi	GSI 60-80	AEN, TRN
14	Calcari mesozoici	Ammassi rocciosi	GSI 60-80	CBI, RDT, CRQ, CRQ _i , CRQ ₁ , CCM, CDO, CPL, bx
15	Dolomie mesozoiche	Ammassi rocciosi	GSI 40-50	DBS

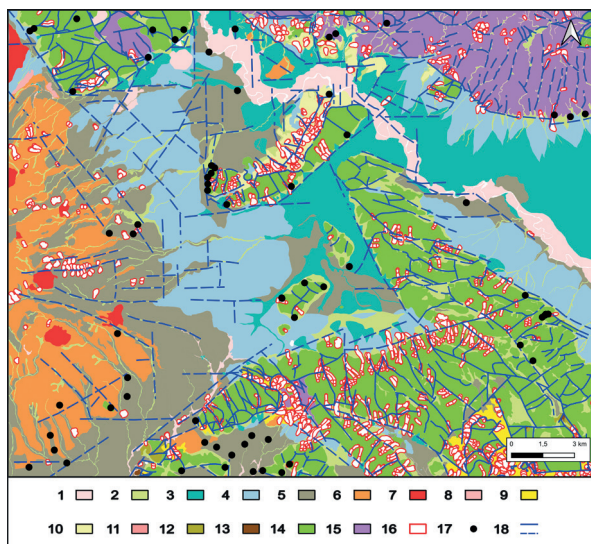


Fig. 108 - Carta dei complessi litologici (unità geologico-tecniche, sensu UNESCO-IAEG, 1976) istituiti per il Foglio n. 417 “Teano”. I numeri da 1 a 15 corrispondono a quelli della precedente tabella 3; 16) perimetro frane (Fusco et alii, 2023); 17) attività estrattive; 18) Faglie e faglie sepolte.

nell’area (Fusco *et alii*, 2023), la cui occorrenza, caratteristiche tipologiche e frequenza spaziale sono fortemente condizionate dalle proprietà geologico-tecniche delle unità nelle quali esse si sviluppano. Altresì la valutazione della tipologia e distribuzione delle attività estrattive (cave - cfr. Titolo II) è stata basata sulla mappa delle unità geologico-tecniche.

1.2. - MORFOEVOLUZIONE DEI VERSANTI E FENOMENI FRANOSI

L’analisi dei fenomeni franosi, in termini di tipologia e distribuzione spaziale, è stata effettuata sulla base dei risultati del progetto *LaiCa - Landslide Inventory of the Campania region* (Fusco *et alii*, 2023), finalizzato alla revisione ed omogeneizzazione dei geodatabase di fenomeni franosi rilevati dalle ex Autorità di Bacino per la redazione dei Piani Stralcio per l’Assetto Idrogeologico (PSAI).

È doveroso sottolineare che rispetto al geodatabase delle frane *LaiCa*, nel Foglio “Teano” sono state riportate solo le frane più importanti che sono state verificate in fase di rilevamento, con riferimento a quelle che per maggiori dimensioni hanno formato un deposito cartografabile alla scala di rappresentazione.

Il geodatabase *LaiCa* ha reso fruibili gli inventari originari, non facilmente accessibili, e reso omogenee le informazioni in essi contenute poiché acquisite

ed archiviate secondo criteri e classificazioni non omogenei. Tale lavoro è stato particolarmente significativo per la regione Campania, sia per l'elevato numero di fenomeni franosi archiviati (totale 83.284) che per l'omogeneizzazione dei dati di caratterizzazione, necessaria per la disomogeneità dei criteri adottati dalle sette ex Autorità di Bacino nelle quali è stato suddiviso il territorio della regione Campania, che attualmente sono confluite nell'Autorità di Bacino Distrettuale dell'Appennino Meridionale (<https://www.distrettoappenninomeridionale.it/>).

Ai fini delle analisi geologico-applicative, la disponibilità dell'inventario *LaI-Ca*, che nel territorio del Foglio "Teano" riporta 1329 fenomeni franosi, è stata fondamentale per valutarne sia la distribuzione spaziale che la suscettibilità a franare dei differenti complessi litologici identificati, quindi per fornire uno strumento conoscitivo della pericolosità da frana più avanzato poiché basato su un quadro aggiornato dell'assetto geologico (Tabb. 3 e 4; Fig. 109).

La scala di analisi del Foglio (1:50.000) consente lo studio dei fenomeni franosi mediante un approccio territoriale integrato con i modelli morfoevolutivi dei versanti; pertanto, inquadrabile in base agli assetti strutturali e alle caratteristiche delle unità geologico-tecniche nonché alle condizioni morfometriche ricavate dall'analisi del DTM con risoluzione 5 x 5 m. In particolare, nel Foglio sono identificabili quattro ambiti fisiografici profondamente differenti, associabili a diversi tipi di complessi litologici (UNESCO-IAEG, 1976) che posso essere considerati omogenei per lo sviluppo dei fenomeni franosi e per la valutazione della suscettibilità a franare. In ordine cronostratigrafico crescente dei complessi litologici costituenti: a) le fasce pedemontane dei rilievi carbonatici e del vulcano di Roccamonfina e terrazze della pianura alluvionale del fiume Volturno; b) i versanti orientali della struttura vulcanica del vulcano di Roccamonfina, nel settore O del Foglio; c) i versanti collinari costituiti da arenarie molassiche plioceniche e mioceniche, nella parte centro-settentrionale del Foglio; d) le strutture carbonatiche meso-cenozoiche, rappresentate dal gruppo Montagnoni (1279 m s.l.m.) - Monte Acuto (1266 m s.l.m.), a NE di Sant'Angelo di Alife; della dorsale Pizzo La Guardia (449 m s.l.m.) - Monte Urlano (530 m s.l.m.), nella parte centro-settentrionale del Foglio; dei contrafforti delle dorsali Monte Grande (406 m s.l.m.) - Monte Sant'Angelo (865 m s.l.m.) e Monte Monaco (438 m s.l.m.) - Monte Sant'Angelo (865 m s.l.m.), ubicati nel settore SE del Foglio.

Nell'ambito fisiografico dei depositi detritici e alluvionali a cui sono ascrivibili i complessi litologici dei depositi di versante pleistocenici (ID 2 in Tab. 3), alluvionali pleistocenici grossolani (ID 3 in Tab. 3) e fini (ID 4 in Tab. 3) sono stati riconosciuti fenomeni franosi in condizioni geomorfologiche diversificate, che richiedono una distinzione.

Per il primo complesso litologico (ID 2), l'ambito geomorfologico è quello di versante delle fasce pedemontane, caratterizzato da un angolo di pendio blando. In tale ambito i fenomeni franosi sono caratterizzati da un meccanismo prevalente

da flusso (CRUDEN & VARNES, 1996) e presenti in numerosità significativa (Tab. 4), sebbene ad essi sia attribuibile uno stile complesso (WP/WLI, 1993) in quanto derivanti da frane iniziali per scivolamento evolute in colamento per fenomeni di liquefazione dinamica. I fattori predisponenti all'innescò e propagazione di questi fenomeni franosi sono riconducibili a condizioni litologiche e stratigrafiche locali contraddistinte da minore resistenza al taglio dei depositi e all'azione progressiva di riduzione della stabilità del versante connessa all'erosione lineare del reticolo idrografico, mentre le cause scatenanti principali sono correlabili all'incremento delle pressioni di poro conseguenti a precipitazioni di elevata intensità e durata. È segnalato anche un numero limitato di frane per crollo, relazionabile a condizioni morfologiche locali di elevata acclività.

La frequenza spaziale delle aree in frana (Tab. 5) è complessivamente del 3,24%, rispetto all'intera area di affioramento. Le condizioni morfometriche delle aree in frana (Fig. 109) evidenziano un valore mediano di angolo di pendio di circa 14° ed un intervallo di variazione compreso tra 26° e 5°, quindi riflettono le condizioni morfometriche di moderata acclività che caratterizzano questo ambito geomorfologico.

Per ciò che riguarda gli altri due complessi litologici costituenti l'ambito (ID 3 e ID 4), i fenomeni franosi sono significativamente meno frequenti (Tab. 4) per le condizioni morfologiche di minore acclività, ben evidenziate da valori massimi dell'angolo di pendio di 20° (Fig. 109), e limitati a contesti locali di maggiore acclività connessi a fenomeni di erosione di sponda fluviale.

Nell'ambito fisiografico dei versanti orientali della struttura del vulcano di Roccamonfina, i complessi litologici dei depositi piroclastici sciolti grossolani (ID 6 in Tab. 3) e del tufo (ID 5 in Tab. 3) sono caratterizzati dalla maggiore propensione allo sviluppo di fenomeni franosi, mentre è considerabile trascurabile il contributo di quello delle lave (ID 7 in Tab. 3) e dei depositi piroclastici sciolti fini (ID 8 in Tab. 3). Facendo riferimento al meccanismo prevalente, la tipologia più frequente di fenomeni franosi è quella da flusso (CRUDEN & VARNES, 1996) e da *creep* (HUTCHINSON, 1988). Lo stile è complesso (WP/WLI, 1993), in quanto il meccanismo da flusso consegue ad una fase evolutiva iniziale caratterizzata da scorrimento traslativo/rotazionale, con successiva evoluzione a flusso per liquefazione dinamica. I materiali coinvolti sono quelli superficiali dei depositi piroclastici sciolti e della coltre di alterazione dell'ammasso roccioso tufaceo (Tabb. 4 e 5) che, per la minore resistenza al taglio e maggiore permeabilità, rispetto alle parti più profonde, possono essere sede di infiltrazione e circolazione idrica sotterranea temporanea che, in concomitanza di precipitazioni di elevata intensità e durata, può comportare la crescita delle pressioni interstiziali fino a livelli critici per la stabilità del pendio. Le frane si innescano a partire da scivolamenti iniziali di volume limitato, da pochi m³ a poche centinaia di m³, per poi coinvolgere nella successiva fase da flusso altro materiale presente lungo il percorso, quindi

incrementando il volume complessivo (*entrainment*). Le cause scatenanti sono le precipitazioni intense e prolungate la cui efficacia destabilizzante è amplificata da condizioni idrologiche antecedenti caratterizzate da un elevato contenuto d'acqua della coltre.

L'analisi morfometrica di questi fenomeni franosi (Fig. 109) indica che le aree in frana hanno valori mediani di angolo di pendio compresi tra 20° e 17° e valori massimi compresi tra 30° e 36°, rispettivamente, mentre valori minimi intorno ai 5°.

Nell'ambito fisiografico dei versanti collinari costituiti dai complessi litologici delle arenarie molassiche (ID 9 in Tab. 3) e mioceniche (ID 10 in Tab. 3) sono stati riconosciuti e cartografati numerosi fenomeni franosi il cui meccanismo prevalente è da flusso (Tab. 4). La numerosità è elevata tanto da rendere le aree di affioramento di questi due complessi litologici come caratterizzate dalla frequenza spaziale, ovvero suscettibilità a franare, più elevata con valori rispettivi del 17,16% e del 30,26% dell'area in frana rispetto a quella di affioramento.

In questo ambito fisiografico, l'evoluzione morfologica è fortemente controllata dal tipo di complessità strutturale delle unità geologico-tecniche che, nel caso di terreni costituiti dall'associazione di due o più tipi litologici, ricadono nel gruppo B1 o C (ID 10) (ESU, 1977). Nel caso della complessità strutturale di tipo B1, che caratterizza il complesso litologico delle arenarie molassiche (ID 9), i fattori predisponenti alla franosità sono controllati, oltre che dall'angolo di pendio, anche dall'assetto giaciturale della stratificazione e dai sistemi di discontinuità rispetto all'esposizione del versante nonché dal grado di alterazione; in particolare la condizione di franapoggio meno inclinato del pendio con inclinazione degli strati superiore alla resistenza al taglio degli interstrati pelitici è la condizione maggiormente critica. Pertanto, nell'ambito di tale complesso litologico, i fenomeni franosi sono maggiormente attribuibili alla coltre della regolite trasportata (*colluvium*) e, subordinatamente, in sede (*eluvium*). Le tipologie dei fenomeni sono generalmente per colamenti lenti ad attività stagionale, in accordo al contenuto di frazione limoso-argillosa dei depositi ed all'incremento periodico dello stato di imbibizione, che derivano perlopiù dall'evoluzione di frane iniziali per scorrimento.

Nell'unità a grado di complessità strutturale C, che contraddistingue il complesso litologico delle arenarie mioceniche (ID 10), l'ammasso è caratterizzato dalla condizione di blocchi rocciosi eterometrici immersi in una matrice fine (*Block In Matrix* o *BIMrocks*; MEDLEY, 1994: "*geotechnically significant, competent rock blocks embedded within a finer-textured, bonded matrix*") e dalla forte alterazione della stessa. In questo complesso litologico prevalgono nettamente le modalità morfoevolutive per frana riconducibili alla bassa resistenza al taglio dell'ammasso. I fattori predisponenti sono generalmente rappresentati dall'aumento delle sollecitazioni indotte dall'erosione lineare di corsi d'acqua mentre le cause innescanti sono riconducibili all'incremento delle pressioni neutre, connesso al regime pluviometrico stagionale.

L'ambito fisiografico dei rilievi carbonatici, formato dai complessi litologici dei calcari meso-cenozoici (ID 14 in Tab. 3) e delle dolomie mesozoiche (ID 15 in Tab. 3) sono caratterizzati da un assetto geomorfologico modellato dagli eventi tettonici e climatici del Quaternario, come riconosciuto in Appennino meridionale. Questo è notoriamente contraddistinto dal modello evolutivo di arretramento rettilineo-parallelo di versanti di faglia (BRANCACCIO, 1979; 1984) raccordati a seconda del grado di maturità a falde detritiche localizzate nelle fasce pedemontane secondo il modello di LEHMANN (LEHMANN, 1933; BAKKER & LE HEUX, 1952). In questo ambito le condizioni morfologiche sono molto variabili in quanto controllate da assetti strutturali variabili e, quindi, a differenti stili morfoevolutivi degli stessi. Lungo i settori di versante ad elevata acclività, laddove l'angolo di pendio supera quello dell'equilibrio limite dei piani di discontinuità, possono innescarsi fenomeni franosi da crollo che coinvolgono blocchi discreti della parte più superficiale dell'ammasso roccioso, identificati dall'intersezione di discontinuità dell'ammasso appartenenti a differenti famiglie di discontinuità. I cinematismi con cui i blocchi di roccia possono mobilizzarsi sono direttamente connessi all'esistenza di condizioni geometriche e dinamiche critiche quali l'orientazione delle famiglie di discontinuità in relazione al pendio, l'angolo di pendio, l'angolo di attrito esercitato al contatto tra le superfici di discontinuità e la circolazione idrica occasionale nell'ambito del reticolo di fratture.

Possono essere riconosciuti i seguenti cinematismi che precedono il fenomeno per crollo (HOEK & BRAY, 1981): scivolamento planare (*plane sliding*), scivolamento di cunei (*wedge sliding*) e ribaltamento (*toppling*). In base alla distribuzione della numerosità e della frequenza spaziale delle frane da crollo (Tabb. 4 e 5) è possibile

Tab. 4 - Numerosità delle principali classi di fenomeni franosi (CRUDEN & VARNES, 1996; HUTCHINSON, 1988) in relazione ai complessi litologici (unità geologico-tecniche, sensu UNESCO-IAEG, 1976) istituite per il Foglio "Teano".

ID	Complesso litologico	Cruden & Varnes, 1996			Hutchinson, 1988
		Crollo	Flusso	Scivolamento	Creep
1	Depositi olocenici				
2	Depositi di versante pleistocenici	6	75		2
3	Depositi alluvionali pleistocenici grossolani		17	6	3
4	Depositi alluvionali pleistocenici fini		15	6	
5	Tufo		24	10	42
6	Depositi piroclastici sciolti grossolani		21	2	11
7	Lave				1
8	Depositi piroclastici sciolti fini				
9	Arenarie molassiche	2	100	8	5
10	Arenarie mioceniche	5	119	31	35
11	Marne e calcareniti mioceniche	-	-	-	-
12	Calciruditi e calcareniti mioceniche		9	4	4
13	Calcareniti, calcari e marne eoceniche	-	-	-	-
14	Calcari mesozoici	67	550	4	11
15	Dolomie mesozoiche	16	94	14	8

evidenziare come esse si sviluppino con una frequenza spaziale rispettivamente del 4,18% e del 3,01% della superficie di affioramento. Anche l'analisi morfometrica (Fig. 109) evidenzia come i valori medi dell'angolo di pendio nelle aree in frana nei suddetti complessi litologici si caratterizzino come i più elevati tra le aree in frana dei vari complessi litologici, con valori mediani tra 27° e 28° e valori massimi

Tab. 5 - *Frequenza spaziale delle aree in frana in relazione a quelle di affioramento dei complessi litologici identificati nel Foglio n. 417 "Teano".*

ID	Complesso litologico	Area affioramento (km ²)	Area in frana (km ²)	Frequenza spaziale (%)
1	Depositi olocenici	21,28	0,00	0,00%
2	Depositi di versante pleistocenici	49,65	1,61	3,24%
3	Depositi alluvionali pleistocenici grossolani	5,57	0,46	8,24%
4	Depositi alluvionali pleistocenici fini	94,98	0,42	0,44%
5	Tufo	119,25	1,28	1,07%
6	Depositi piroclastici sciolti grossolani	52,42	0,48	0,91%
7	Lave	4,77	0,02	0,35%
8	Depositi piroclastici sciolti fini	0,50	0,00	0,00%
9	Arenarie molassiche	10,00	1,72	17,16%
10	Arenarie mioceniche	9,20	2,78	30,26%
11	Marne e calcareniti mioceniche	0,16	0,00	0,00%
12	Calciruditi e calcareniti mioceniche	1,91	0,14	7,55%
13	Calcareniti e marne eoceniche	0,03	0,00	0,00%
14	Calcarei mesozoici	137,47	5,75	4,18%
15	Dolomie mesozoiche	46,86	1,41	3,01%

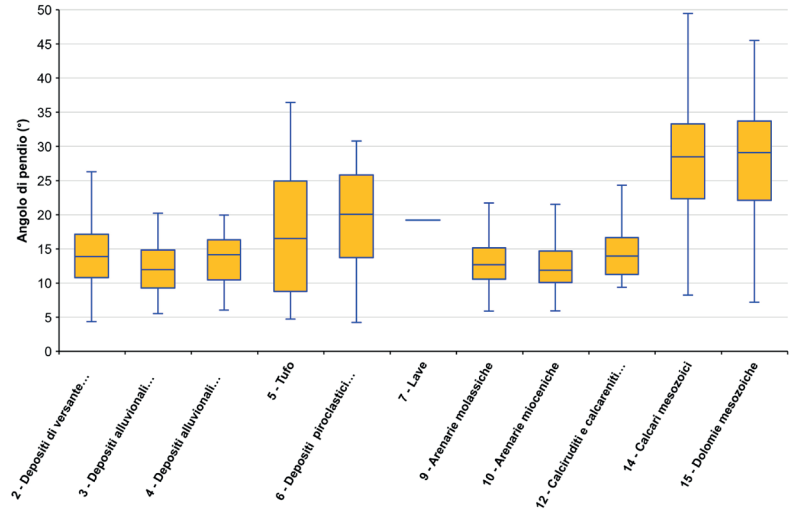


Fig. 109 - *Analisi di frequenza mediante box-plot dei valori di angolo di pendio delle aree in frana per i vari complessi litologici coinvolti.*

tra 49° e 46°, rispettivamente. Altrettanto singolare è l'ampiezza degli intervalli tra i valori massimi e minimi, compresi tra 49° e 7°, che indica la variabilità delle condizioni morfometriche tra la zona di innesco, ad elevata acclività, e quella di accumulo al piede dei versanti rocciosi. Come tipico delle frane da crollo, l'innesco è sia indotto da precipitazioni intense che da scuotimenti sismici.

La categoria delle frane da flusso è maggiormente frequente nei complessi litologici delle Arenarie molassiche (ID 9) e delle Arenarie mioceniche (ID 10), contraddistinti dallo sviluppo di una coltre di alterazione la cui instabilità, in larga parte a causa di eventi meteorici intensi e prolungati, genera frane superficiali evolventi in forma di flusso (in prevalenza colate detritiche). Sono altresì significativi il complesso dei Depositi di versante pleistocenici (ID 2) nonché quelli dei Calcarei mesozoici (ID 14) e delle Dolomie mesozoiche (ID 15) per i quali l'instabilità delle coltri detritiche evolve in cinematismo da flusso per l'elevata energia di rilievo.

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'area del Foglio "Teano" sono state censite numerose attività estrattive (cave), finalizzate al reperimento di materiali da costruzione, e caratterizzata la distribuzione in relazione ai complessi litologici identificati (Tab. 6 ; Fig. 108).

Le attività estrattive riguardano principalmente i complessi litologici carbonatici, calcari mesozoici (ID 14) e dolomie mesozoiche (ID 15), con finalità principale di produzione di inerti per calcestruzzi, stabilizzati e materiali per cementi. Tra le cave di calcari mesozoici (ID 14), con maggiore estensione e rilevanza, si segnalano quella nella località di Masseria La Carità, in vicinanza dell'abitato di Calvi Vecchia (CE), quella in località Pizzomonte nel Comune di Vairano Patenora (CE), quella in prossimità di Masseria Varre, nel Comune di Riardo (CE), quella alle pendici sudorientali del Monte Urlano (531 m s.l.m.) e due ricadenti nel Comune di Presenzano (CE) poste rispettivamente alle pendici occidentali del Colle Amato e del Colle Campo Cerrone; sono altresì degne di nota altre cave di minore estensione ricadenti nel Comune di Dragoni (CE). Tra le cave delle dolomie mesozoiche (ID 15) se ne segnalano tre in località San Michele del Colle Sant'Onofrio del Comune di Alife (CE). Il secondo ambito in termini di rilevanza è quello del tufo (ID 5) nel quale si registra un numero significativo di attività estrattive finalizzate alla produzione di blocchi per costruzioni. Tra le principali cave si segnalano le tre presenti alle pendici orientali del vulcano di Roccamonfina, in località Santa Lucia nel Comune di Vairano Patenora (CE) e le quattro esistenti lungo le pendici meridionali dello stesso vulcano.

Sono altresì presenti sporadiche attività estrattive di materiali sciolti nei complessi dei depositi alluvionali pleistocenici grossolani (ID 3), depositi alluvionali

Tab. 6 - *Distribuzione delle attività estrattive tra i complessi litologici identificati nel foglio 417 "Teano".*

N.	Unità Geologico Tecniche	Numero Cave
1	Depositi olocenici	0
2	Depositi di versante pleistocenici	0
3	Depositi alluvionali pleistocenici grossolani	1
4	Depositi alluvionali pleistocenici fini	1
5	Tufo	20
6	Depositi piroclastici sciolti grossolani	2
7	Lave	1
8	Depositi piroclastici sciolti fini	0
9	Arenarie molassiche	0
10	Arenarie mioceniche	1
11	Marne e calcareniti mioceniche	0
12	Calciruditi e calcareniti mioceniche	0
13	Calcareniti, calcari e marne eoceniche	0
14	Calcari mesozoici	33
15	Dolomie mesozoiche	6

pleistocenici fini (ID 4), depositi piroclastici grossolani (ID 6). È infine presente una singola attività estrattiva nel complesso litologico delle arenarie mioceniche (ID 9).

Infine, si segnala l'esistenza di siti minerari abbandonati, anche riportati nel Portale delle georisorse d'Italia (<https://sinacloud.isprambiente.it/portal/apps/sites/#/miniery>).

Tra questi, quelli di maggiore rilevanza sono la miniera abbandonata in località Castello del Comune di Dragoni (CE) utilizzata per l'estrazione di bauxite (DEL PRETE *et alii*, 2010), dove nel 1928 vennero realizzate due gallerie e prodotti circa 2000 tonnellate di bauxite. Nel 1959 la Società Montecatini riprese i lavori di ricerca poi sospesi nel 1960 (CRESCENTI & VIGHI, 1970). Si segnala anche la miniera abbandonata di bauxite di Colle Staffaro (Maiorano di Monte frazione di Dragoni) dove nel 1957 furono eseguiti lavori di ricerca e modeste coltivazioni in sotterraneo terminate nel 1959 (CRESCENTI & VIGHI, 1970). È altresì segnalata una miniera abbandonata di caolino in località Macchie del Comune di Ailano (CE).

3. - FENOMENI ALLUVIONALI

La configurazione del rilievo predispone il territorio del Foglio n. 417 “Teano” al verificarsi di inondazioni e allagamenti in concorso con eventi di piena fluviali e torrentizi. Oltre alla pianura alluvionale del Fiume Volturno, nel Foglio sono, infatti, presenti ripidi fronti di elevati massicci carbonatici che si affacciano sulle pianure: questi scenari, nel territorio in esame come in ambito regionale, rendono le fasce pedemontane particolarmente suscettibili a fenomeni di alluvionamento che, spesso, sono innescati da precipitazioni localizzate e molto intense, assumendo il carattere di disastrosi *flash floods* (ad es., SANTANGELO *et alii*, 2012; SANTO *et alii*, 2015).

Il fiume Volturno presenta un tracciato a meandri che si snoda attraverso un’ampia pianura alluvionale sede di colture e allevamenti. Nell’ambito della piana, dolci scarpate con altezza di circa 2-3 m separano le superfici terrazzate, impostate sui depositi del *sintema di Piedimonte Matese (DMT)*, dalla piana attiva, che si attesta ad un’altezza di circa 2 m sul corso del Volturno. La piana attiva sostanzialmente corrisponde alla fascia ad elevata pericolosità nella “Mosaicatura delle aree a pericolosità idraulica” per diversi scenari di probabilità, che l’ISPRA ha realizzato nel 2021 a partire dalle aree a pericolosità idraulica perimetrate dalle AUTORITÀ DI BACINO DISTRETTUALI e aggiornate al 2020 (<https://idrogeo.isprambiente.it>; TRIGILA *et alii*, 2021; Fig. 110).

Dal catalogo elaborato con il Progetto AVI (<https://sici.irpi.cnr.it/avi.htm>), con il quale sono stati censiti gli eventi di piena occorsi fino al 2000, si hanno notizie di almeno 20 esondazioni, verificatesi a partire dal 1960, nel settore della piana del Volturno incluso nel territorio del Foglio. Le esondazioni hanno causato principalmente danni alle colture e, in qualche caso, a infrastrutture ed edifici rurali.

Numerosi eventi alluvionali hanno colpito il settore della piana ubicato a monte della stretta di Ailano (settore centro settentrionale del Foglio), con allagamenti che hanno interessato la valle principale e le zone di confluenza del fiume Lete e del Rio Cattivo Tempo con il Volturno. Il confronto tra la cartografia e le immagini telerilevate indica che, in questo stesso settore, solo nell’ultimo ventennio, si sono verificate importanti variazioni del tracciato del Volturno (Fig. 111); inoltre, negli anni del rilevamento del Foglio, sono stati osservati gli effetti delle piene avvenute negli anni 2022 e 2023. Tali piene hanno determinato l’inondazione di un’ampia fascia della pianura, nell’ambito della quale sono stati attivati canali secondari, con erosione di sponda dei depositi della piana e deposizione di barre ghiaiose con altezza di oltre 2 m in aree ai margini del canale principale e di canali secondari (cfr. Fig. 83). I fronti montuosi più elevati, particolarmente quelli del M. Maggiore e dei Monti del Matese, sono caratterizzati da un imponente rilievo locale (anche > di 1000 m) e dissecati da ripidi bacini torrentizi. La suscettibilità ai fenomeni alluvionali delle fasce pedemontane che corrono lungo le principali

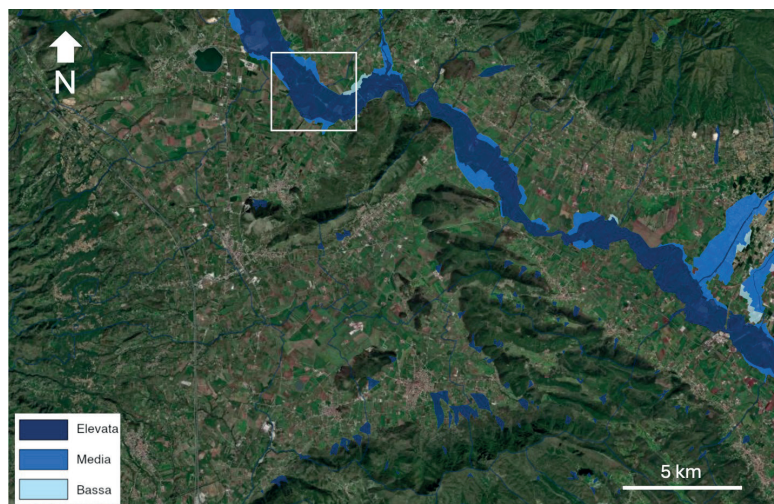


Fig. 110 - Aree allagabili da piene fluviali e torrentizie per diversi scenari di probabilità (diversi tempi di ritorno, TR) nel territorio del Foglio n. 417 "Teano". Probabilità elevata: eventi frequenti (TR 20 - 50 anni); media: eventi poco frequenti (TR 100 - 200 anni); bassa: eventi rari o estremi (TR > 200 anni). Fonte ISPRA - Mosaicatura delle aree a pericolosità idraulica (v. 5.0 - 2020; TRIGILA et alii, 2021; <https://idrogeo.isprambiente.it>), modificata. Il riquadro indica l'area rappresentata nella Fig. 111.



Fig. 111 - Immagine GoogleEarth® del settore della valle del fiume Volturno compreso tra i comuni di Ailano, a nord, e Vairano Patenora/Presenzano (rispettivamente, a sud e ovest; ubicazione in Fig. 110), con indicazione dei tracciati del fiume ricavati dalla CTR del 1998 e dall'ortofoto 2007 (entrambe in scala 1:5.000, della Regione Campania) e immagini GoogleEarth® degli anni 2016 e 2023.

dorsali carbonatiche del Foglio è riconosciuta: i settori di tali fasce prospicienti alcuni dei principali bacini torrentizi, sono, infatti, identificati come aree ad elevata pericolosità nella “Mosaicatura delle aree a pericolosità idraulica” elaborata da ISPRA (TRIGILA *et alii*, 2021; Fig. 110).

Riguardo alla fascia pedemontana del Matese, risalta nella figura 110 la perimetrazione dell'apparato della conoide del Torano, che occupa un ampio settore al margine orientale del Foglio. L'analisi della suscettibilità ad alluvionamento dei restanti sistemi bacino-conoide del fronte dei Monti del Matese è stata oggetto di più studi di notevole dettaglio condotti in anni recenti, e basati sull'integrazione di analisi geomorfologico-morfometriche, di facies dei depositi di conoide e di ricerche storiche (SCORPIO, 2012; SCORPIO *et alii*, 2016; VENNARI *et alii*, 2016). Da tali studi si evidenzia che, nell'ambito della fascia pedemontana, i corpi di conoide più antichi (qui ascritti al *sintema di Alife - AFE*) si presentano intensamente incisi da valli di ampiezze variabili tra circa 30 m e 70 m e profondità variabili da circa 4-5 m fino a 20 m. Questa zona è identificata dagli Autori come un'area di attraversamento dei flussi, che tendono ad essere contenuti all'interno delle valli, ad eccezione di settori in cui l'assetto naturale è stato modificato da interventi antropici, come costruzione di ponti e alterazioni delle altezze delle scarpate, o dalla presenza di centri abitati. Ad esempio, Raviscanina e S. Angelo d'Alife sono ubicati in corrispondenza degli apici topografici degli apparati di conoide e, nelle zone antropizzate, gli alvei presentano tombature e rialzi del fondo che, in caso di eventi alluvionali, possono determinare condizioni di rischio per gli edifici e le infrastrutture (SCORPIO *et alii*, 2016).

Diversamente da quelli antichi, i corpi di conoide più recenti (qui inquadrati nel *sintema di Piedimonte Matese - DMT*) sono debolmente incisi, con profondità degli alvei decrescente da monte verso valle e, in genere, < 2 m; i canali, talora regimati da opere antropiche, di frequente corrispondono ad alvei-strada. Nell'ambito della fascia occupata dalle conoidi recenti e fino al raccordo con le superfici della piana del Volturmo, SCORPIO *et alii* (2016) distinguono più lobi storici/attivi (Fig. 112); i più ampi tra essi ricoprono in parte le conoidi ascritte al *sintema di Piedimonte Matese (DMT_b)* e sono rappresentati nel Foglio come depositi alluvionali (b) in corso di formazione. L'accadimento, negli ultimi secoli, di eventi di alluvionamento nei sistemi bacino torrentizio-conoide del fronte meridionale del Matese è stato verificato da SCORPIO *et alii* (2016) e VENNARI *et alii* (2016), che hanno documentato 13 eventi, la maggior parte dei quali ha interessato l'abitato di Piedimonte Matese (settore orientale fuori Foglio); tali eventi si sono principalmente verificati con l'inizio delle piogge autunnali, tra i mesi di settembre e ottobre (Tab. 7).

Dai risultati dei rilievi di campo e dalle analisi storiche, SCORPIO *et alii* (2016) e VENNARI *et alii* (2016) evidenziano che i fenomeni alluvionali accaduti in tempi recenti, fino a storici, hanno avuto soprattutto carattere di *water flood*: essi hanno provocato principalmente allagamenti, con danni non sempre irreversibili, sebbene talvolta si siano registrate vittime per annegamento (Tab. 7).

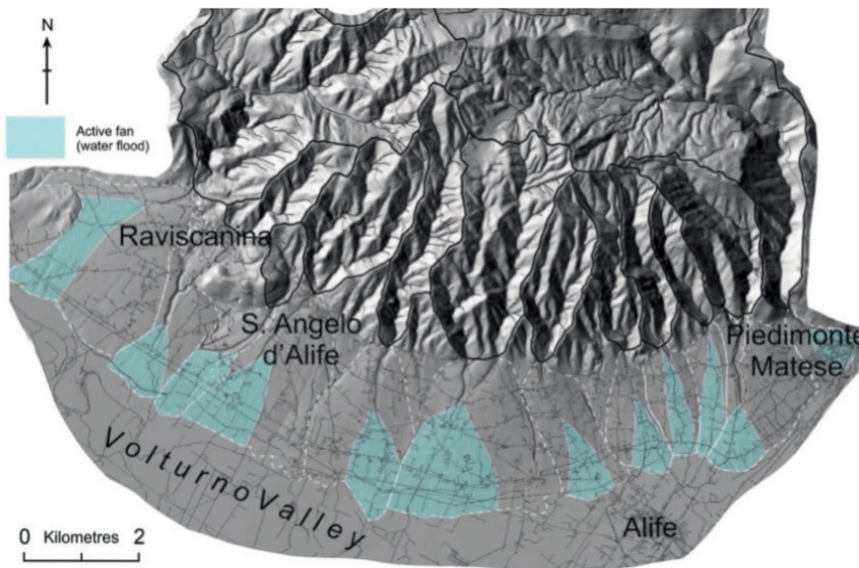


Fig. 112 - La fascia pedemontana del Matese, con indicazione delle aree interessate da alluvioni recenti/storiche. Da SCORPIO et alii (2016), modificata.

Diversamente, l’evento del 1857, che fu caratterizzato da un’alta percentuale di carico solido costituito da clasti di dimensioni fino ai blocchi, è associato a un fenomeno da *debris flow*.

Tab. 7 - Eventi alluvionali dei sistemi bacino-conoide del fronte del Matese, documentati da fonti storiche. Modificata da SCORPIO et alii (2016).

Data	Località	Danni vittime	edifici	strade	colture
1/10/1581	Piedimonte Matese e paesi limitrofi	400	X	X	
26/09/1728	Piedimonte Matese		X	X	
20/11/1778	Piedimonte Matese		X		
10/1803	Piedimonte Matese				
1814	Piedimonte Matese				
09/1841	Piedimonte Matese	7	X	X	X
2/10/1848	S. Michele (Alife)			X	X
13/09/1851	Sant’Angelo d’Alife, Alife, Piedimonte Matese				
13/09/1857	Sant’Angelo d’Alife, Piedimonte Matese	90	X	X	X
1915	Alife				
26/10/1966	Alife, Piedimonte Matese				
1968	Alife				
27/07/1972	Piedimonte Matese		X		
22-23/09/2002	Raviscanina		X		X

4. - IDROGEOLOGIA

Il Foglio n. 417 “Teano” è caratterizzato da un assetto geologico-strutturale molto complesso. L’analisi in chiave idrogeologica delle unità e formazioni geologiche ha permesso di riconoscere le strutture e unità idrogeologiche, ossia *“domini dotati di una comprovata unità stratigrafica e/o strutturale e/o morfologica, ai cui limiti si verificano condizioni che possono annullare od ostacolare le possibilità di interscambi idrici sotterranei ed al cui interno i termini litologici, complessivamente omogenei nel tipo e nel grado di permeabilità, si comportano in modo più o meno uniforme nei riguardi dell’infiltrazione, dell’immagazzinamento e del movimento delle acque sotterranee”* (CELICO, 1986). La caratterizzazione dei complessi idrogeologici, delle strutture e unità idrogeologiche ha permesso, altresì, di definire e delimitare gli acquiferi, ossia *“rocce o insiemi di rocce che hanno proprietà idrologiche tali da consentire l’assorbimento, l’immagazzinamento, il deflusso e la restituzione o estrazione di acque sotterranee in quantità apprezzabili”* (MEINZER, 1923; LOHMAN *et alii*, 1972; CASTANY, 1982; CELICO, 1986), caratterizzare le falde e la relativa circolazione idrica sotterranea ed analizzare i corpi idrici sotterranei e la qualità della risorsa (CELICO, 1986; PERCOPO *et alii*, 2017).

Nel Foglio è possibile distinguere strutture e unità idrogeologiche carbonatiche, vulcaniche ed alluvionali che ospitano acquiferi porosi, fratturati e carsificati, diversi per litologia, struttura, geometria, tipo e grado di porosità, permeabilità relativa, conducibilità e trasmissività idraulica, nonché falde idriche differenti per condizioni di flusso, potenzialità, composizione chimico-fisica ed isotopica delle acque e uso della risorsa (Fig. 113a,b).

4.1. - UNITÀ CARBONATICHE

4.1.1. - Monte Cesima

Il rilievo carbonatico del Monte Cesima è costituito da una successione mesozoica di dolomie, calcari-dolomitici e calcari, molto permeabili per fratturazione e carsismo, il cui spessore complessivo è pari a circa 2000 m. Dal punto di vista idrogeologico, fa parte del massiccio carbonatico dei Monti di Venafro, sede di un acquifero fratturato e carsificato, con un’importante circolazione idrica sotterranea basale (CELICO & STANGANELLI, 1976; CELICO, 1982). Per la presenza di faglie che fungono da spartiacque sotterranei l’intero acquifero è compartimentato in un sistema idrogeologico di bacini funzionanti in serie (CELICO, 1983).

Il rilievo del Monte Cesima è attraversato dall’Acquedotto della Campania Occidentale, alimentato dalle sorgenti, fuori Foglio, del fiume Gari presso Cassi-

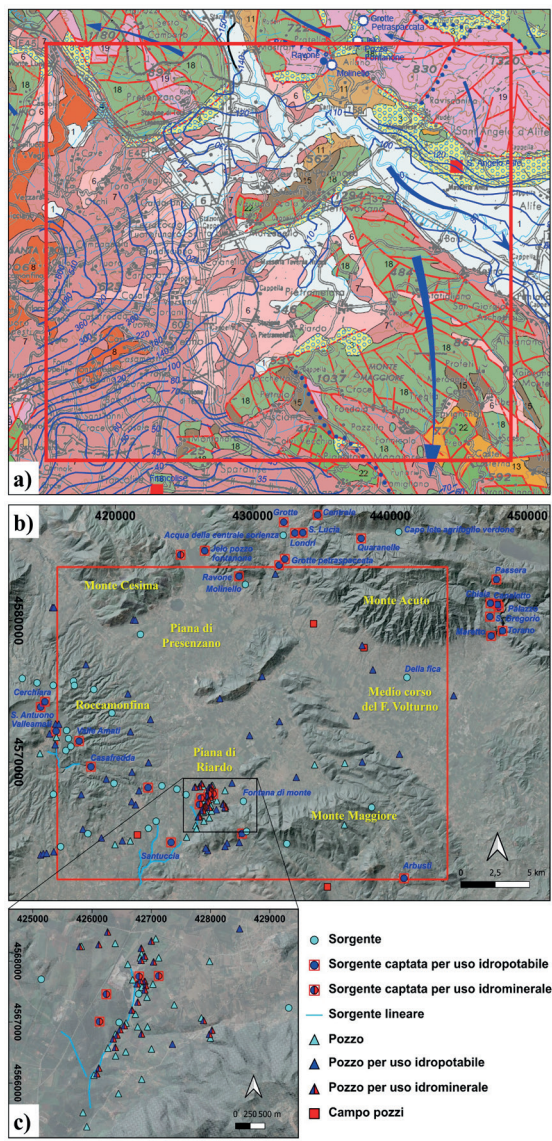


Fig. 113 - (a) Stralcio della Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale (in scala 1:250.000) dell'area del Foglio "Teano" (modificato da ALLOCCA et alii, 2007; DE VITA et alii, 2018); (b) Strutture e unità carbonatiche, vulcaniche ed alluvionali del Foglio "Teano", toponimi in giallo. Principali sorgenti, pozzi e campi pozzi. Nel box c) è riportato un dettaglio delle sorgenti e pozzi ubicati nel settore idrominerale della piana di Riardo.

no (CELICO, 1983). La rete di adduzione attraversa in galleria i Monti di Venafrò, per una lunghezza di circa 19 km, lungo il confine Lazio-Molise-Campania, tanto che alla portata captata (circa 3,0 m³/s), presso le sorgenti di Cassino, si uniscono le acque drenate a gravità ed emunte (circa 1,60 m³/s) dai 19 pozzi ubicati in galleria.

Alla base del versante meridionale del Monte Cesima è ubicata la centrale idroelettrica di generazione e pompaggio “Domenico Cimarosa” che è per dimensione la prima in Italia e la seconda in Europa. Si tratta di una tipica centrale a ciclo chiuso, costituita da due bacini: un bacino superiore (margine nord-occidentale del Foglio), posto a quota di circa 643 m s.l.m., formato da una diga in terrapieno, ubicata nel territorio di Sesto Campano ed un bacino inferiore, posto a quota di circa 156,05 m s.l.m., nel comune di Presenzano, e realizzato mediante uno scavo artificiale. Il carico idraulico tra i due bacini è di circa 486,95 m e la capacità idrica di stoccaggio per ogni bacino è pari a circa 6 milioni di m³. La centrale idroelettrica di Presenzano, situata a poca distanza dal tracciato dell’elettrodotto nazionale a 380 kV, rappresenta un’importante fonte di energia rinnovabile per l’intera rete italiana.

4.1.2. - *Monti del Matese*

Il rilievo carbonatico dei Monti del Matese (nel Foglio rappresentato dalla struttura del Monte Acuto) è costituito prevalentemente da una successione mesozoica di dolomie cristalline stratificate, calcari dolomitici, calcareniti e calcilutiti, molto permeabili per fratturazione e subordinatamente carsismo. Lo spessore complessivo può superare i 2000 m.

Dal punto di vista idrogeologico è sede di un acquifero fratturato e carsificato con un’importante circolazione idrica sotterranea basale e numerose sorgenti captate da grandi sistemi acquedottistici regionali, tra cui la sorgente Torano (portata media 2,20 m³/s), Maretto (portata media 1,20 m³/s), Grassano (portata media 4,60 m³/s) e Rio Freddo (portata media 1,80 m³/s), tutte ubicate al di fuori del Foglio. Le acque sotterranee defluiscono nella rete di fratture dell’ammasso roccioso e localmente in canalizzazioni carsiche, creando interconnessioni idrauliche (CELICO, 1983) tra estese conche endoreiche (es. *polje* del lago Matese), inghiottitoi ed alcune grandi sorgenti basali (es. sorgente Torano).

Per la presenza di faglie che fungono da spartiacque sotterranei, l’acquifero carbonatico è compartimentato in un sistema idrogeologico di bacini funzionanti in serie (CELICO, 1983; ALLOCCA *et alii*, 2007; DE VITA *et alii*, 2018), uno dei quali è rappresentato dal rilievo di Monte Acuto. Tale rilievo ospita un acquifero prevalentemente dolomitico, molto permeabile per fratturazione, la cui falda di base alimenta i gruppi sorgivi Ielo-Pozzo-Fontanone (portata media 0,72 m³/s),

Grotte-Petraspaccata (portata media 0,11 m³/s), Ravone e Molinello (portata media 0,14 m³/s) ubicati nel settore nord-occidentale del Foglio.

Lineamenti tettonici marcati da fasce cataclastiche lungo l'incisione valliva di Coste del Mancanello costituiscono una zona di spartiacque sotterraneo che, localmente, separa il flusso della falda di base verso Sant'Angelo d'Alife e verso Ailano.

La falda di base del rilievo dolomitico alimenta, per travaso laterale, le conoidi pedemontane (la cui trasmissività è dell'ordine di 10^{-1} ÷ 10^{-2} m²/s) affioranti tra Raviscanina, Sant'Angelo d'Alife e Piedimonte Matese, e i depositi alluvionali in destra idrografica del fiume Volturno (CELICO, 1983; CORNIELLO & RUSSO, 1990; ALLOCCA *et alii*, 2007; DE VITA *et alii*, 2018). Tale travaso contribuisce ad incrementare (circa 0,82 m³/s) la portata in alveo lungo il fiume Volturno, nel tratto compreso tra gli abitati di Raviscanina ed Alife (CORNIELLO & RUSSO, 1990; ALLOCCA *et alii*, 2007).

Le acque sotterranee sono captate alle sorgenti o mediante campi pozzi (Alife 1 e 2) ed utilizzate per l'approvvigionamento idropotabile (Fig. 113a, b).

4.1.3. - *Monte Maggiore*

Il rilievo carbonatico del Monte Maggiore è costituito da una successione mesozoica di dolomie, calcari dolomitici, calcari oolitici con orizzonti bauxitici e calcari, molto permeabili per fratturazione e carsismo. Lo spessore complessivo può raggiungere anche i 3000 m. All'interno del rilievo sono presenti dorsali calcaree allungate in direzione appenninica, dislocate da faglie normali. Nel settore settentrionale e meridionale del rilievo sono presenti accavallamenti tettonici presso i Monti Urlano e Caievolà e il Monte Friento, rispettivamente sulle arenarie del gruppo di Altavilla (AL) e delle arenarie di Caiazzo (AIZ) poco permeabili (CELICO *et alii*, 1977; 1980; ALLOCCA *et alii*, 2007; DE VITA *et alii*, 2018).

Lungo il margine orientale e occidentale, il rilievo del Monte Maggiore è delimitato da sedimenti alluvionali quaternari del medio corso del fiume Volturno e da depositi piroclastici della Piana Campana.

Dal punto di vista idrogeologico, il rilievo carbonatico del Monte Maggiore (superficie 179 km²) è sede di un acquifero fratturato e carsificato con un'importante falda di base, il cui recapito principale è rappresentato dalle sorgenti del gruppo Pila e Molinello-Pioppo-Fico (portata media 3,80 m³/s) molto mineralizzate e ricche in CO₂ come le sorgenti Triflisco (CELICO *et alii*, 1977).

Travasi idrici sotterranei verso i depositi quaternari della Piana Campana sono presenti nel settore meridionale del massiccio. La direttrice tettonica Giano Vetusto - Rocchetta e Croce costituisce uno spartiacque sotterraneo che isola la dorsale calcarea di Calvi Risorta (Monte Coricuzzo) dal resto del rilievo car-

bonatico. Dal Monte Coricuzzo sono possibili travasi verso la piana di Riardo (CELICO, 1983), dove affiorano le sorgenti del bacino Ferrarelle, le cui acque sono molto mineralizzate e ricche in CO₂ (CAPELLI *et alii*, 1999; VIAROLI *et alii*, 2018; 2019a). Anche la dorsale calcarea di Pietravairano (Monte San Nicola) è sede di una falda di base le cui acque travasano verso la piana circostante (CELICO *et alii*, 1977; CELICO, 1983).

La potenzialità idrica sotterranea del Monte Maggiore è pari a circa 105×106 m³/a (CORNIELLO *et alii*, 2024). Le sorgenti del gruppo Pila sono state parzialmente captate per uso idropotabile (PISCOPO, 1997; ALLOCCA *et alii*, 2007; DE VITA *et alii*, 2018). Ulteriori pozzi utilizzati a scopo idropotabile sono ubicati alla base del versante meridionale del Monte Grande e Coricuzzo, nei pressi dell'abitato di Calvi Risorta (Fig. 113b).

4.2. - UNITÀ VULCANICHE

4.2.1. - *Vulcano di Roccamonfina*

Il vulcano di Roccamonfina è costituito da una tipica morfologia da strato-vulcano, parzialmente distrutta, e da un'ampia depressione calderica. L'intera successione vulcanica, di età pleistocenica, ricostruita sulla base di dati di pozzi geotermici (WATTS, 1987), è costituita da lave, tufi, piroclastiti da caduta, duomi lavici e sedimenti lacustri. La sequenza vulcanica ricopre il substrato carbonatico cretacico, con l'interposizione di sedimenti sabbioso-argillosi (Pliocene-Pleistocene Inf.) e depositi terrigeni argilloso-arenacei miocenici. Colate laviche, duomi lavici e brecce vulcaniche sono molto permeabili per fessurazione, mentre i depositi piroclastici da caduta a granulometria sabbioso-ghiaiosa sono molto permeabili per porosità. Viceversa, i tufi e i depositi lacustri sono poco o mediamente permeabili per porosità e subordinatamente fessurazione. L'assetto vulcano-stratigrafico e l'estrema eterogeneità idrogeologica della successione vulcanica determina un sistema multifalda, caratterizzato da falde libere superficiali e semiconfinate più profonde.

A grande scala l'acquifero vulcanico è sede principalmente di una circolazione idrica sotterranea basale, di tipo radiale, uscente dal vulcano e diretta verso le piane circostanti (CELICO, 1983; CAPELLI *et alii*, 1999). Nel settore della caldera è presente una falda superficiale freatica circolante in rocce laviche fratturate, duomi lavici e subordinatamente in depositi piroclastici incoerenti. Delimitato ad ovest e a sud dalle antiche unità stratovulcaniche, l'acquifero calderico ha un carico potenziale variabile da 520 a 480 m s.l.m. e alimenta sorgenti puntuali e lineari di alta quota del bacino del fiume Savone (Fig. 113). Lungo il versante sud-orientale del vulcano, la falda superficiale freatica circolante nei depositi piroclastici ha un

carico potenziale variabile da 250 a 200 m s.l.m. Tale circolazione idrica superficiale lungo il versante si raccorda via via con il flusso idrico di base, localmente semiconfinato, dell'acquifero vulcanico, il cui carico potenziale varia tra 170 e 60 m s.l.m. La falda superficiale e l'acquifero di base alimentano l'alveo del fiume Savone, sorgenti di alta quota lungo il versante (Fig. 113b) e la piana di Riardo.

La potenzialità idrica sotterranea dell'intero acquifero vulcanico è pari a circa $129 \times 106 \text{ m}^3/\text{anno}$, equivalenti ad un rendimento medio di circa 12 l/s per km^2 (CAPELLI *et alii*, 1999). Bilanci idrologici più recenti (VIAROLI *et alii*, 2018) stimano, per il settore orientale del vulcano di Roccamonfina e della piana di Riardo, un'infiltrazione efficace di $0,74 \text{ m}^3/\text{s}$, confermando la presenza di contributi idrici aggiuntivi dal substrato carbonatico.

Le acque sotterranee sono intensamente utilizzate per scopo idropotabile ($0,30 \text{ m}^3/\text{s}$), industriale ($0,030 \text{ m}^3/\text{s}$), irriguo ($0,395 \text{ m}^3/\text{s}$) e localmente idrominerale (VIAROLI *et alii*, 2018) mediante pozzi o captazioni di sorgenti (Fig. 113b).

Le temperature delle acque rilevate nel pozzo geotermico, pari a circa 35°C a 886 m di profondità (WATTS, 1987), confermano localmente la presenza di un gradiente geotermico normale e l'assenza di risorse geotermiche ad alta entalpia.

Dal punto di vista idrogeochimico le acque sotterranee del vulcano di Roccamonfina mostrano una composizione molto variegata (Fig. 114a) in relazione i) alla diversa composizione litologica e mineralogico-petrografica delle rocce vulcaniche messe in posto durante le diverse fasi eruttive, ii) ai processi di interazione acqua-roccia-gas e iii) ai diversi tempi di residenza all'interno degli acquiferi, sospesi e basali (CELICO *et alii*, 1977; CUOCO *et alii*, 2010).

All'interno della caldera, dove sono presenti formazioni laviche e piroclastiche, le acque della falda superficiale sono fredde e poco mineralizzate (T fino a $12\div 14^\circ\text{C}$; CE fino a 326 mS/cm). Le stesse acque mostrano concentrazioni basse di sodio e potassio (fino a 15 e 26 mg/l rispettivamente) ed un rapporto $Mg/Na+K$ compreso tra 0,4 e 1, poiché interagiscono soprattutto con i duomi lavici a composizione basaltica dell'ultimo periodo eruttivo (CUOCO *et alii*, 2010). Acque più mineralizzate (CE fino a 3519 mS/cm) e ricche in bicarbonati (fino a $2,855 \text{ mg/l}$) e calcio (fino a 706 mg/l) si rinvencono nel settore sud-orientale del vulcano e nella piana di Riardo, dove ai travasi dall'acquifero vulcanico si mescolano acque e fluidi profondi (CO_2) in risalita lungo discontinuità tettoniche dal substrato carbonatico sepolto del Monte Maggiore, dando origine alle famose acque minerali effervescenti naturali della FERRARELLE S.p.A. (CELICO *et alii*, 1977; CORNIELLO, 1988; CELICO *et alii*, 1980; CAPELLI *et alii*, 1999; CUOCO *et alii*, 2010). Inoltre, lungo il settore sud-orientale e nord-orientale del vulcano, le acque circolanti in rocce piroclastiche messe in posto a partire dalla *formazione di Campagnola* (GNL) mostrano un rapporto Mg/Ca pressoché invariato (circa 0,5) e, in accordo con la diversa composizione chimica e mineralogica dei tufi vulcanici, rispetto a quella delle lave del primo periodo, il rapporto $Mg/Na+K$

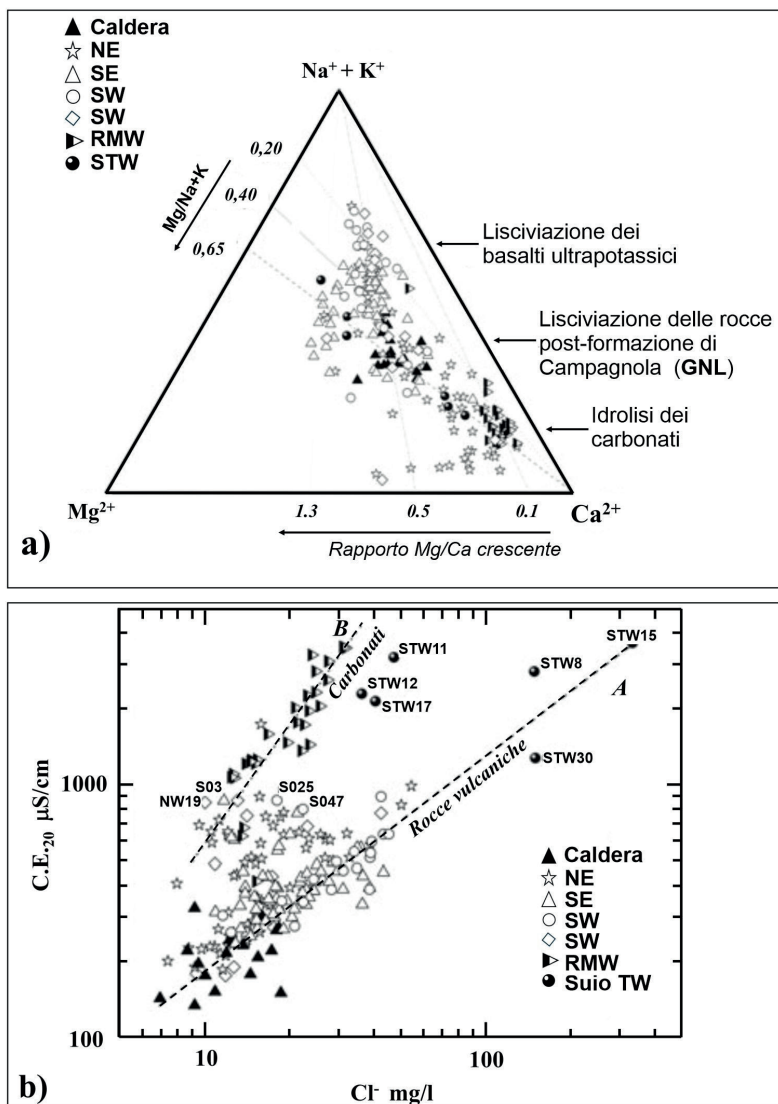


Fig. 114 - (a) Diagramma triangolare dei principali metalli delle acque sotterranee dei diversi settori del vulcano di Roccamonfina. Tendenze e valori specifici dei rapporti caratteristici sono evidenziati per mostrare le interazioni con le diverse litologie acquifere. (b) Correlazione tra la conducibilità elettrica e cloruri nelle acque sotterranee, indicativa dei tempi di residenza e dell'interazione acqua-roccia (modificato da Cuvoco et alii, 2010). Legenda: Caldera: settore della caldera; Settore NE, SE, SW, NW: acque minerali di Riardo; Suio TW: acque termali di Suio.

aumenta da circa 0,20 (per interazione acqua-lave) a circa 0,40 (per interazione acqua-tufi).

Due principali *trend* (Fig. 114b) spiegano la mineralizzazione delle acque che aumenta passando dall'interno della caldera alla periferia del vulcano (linea A) e il fenomeno di mixing con le acque ricche in CO₂ in risalita dal substrato carbonatico sepolto (linea B).

Locali fenomeni naturali di arricchimento di Al e Fe si riscontrano in alcune sorgenti di alta quota ubicate nel settore nord-orientale del vulcano (VIAROLI *et alii*, 2016b), ascrivibili al trasporto di particelle colloidali presenti in acquiferi piroclastici sospesi fortemente pedogenizzati.

4.3. - BACINO IDROMINERALE FERRARELLE

Il bacino idrominerale Ferrarelle, ubicato nel settore meridionale del Foglio (Fig. 113c), ospita uno dei principali produttori italiani di acque minerali naturali tra cui quelle commercializzate come FERRARELLE, NATIA e SANTAGATA (ALLOCCA & CELICO, 2008). Le acque minerali naturali, in passato captate mediante bottini di presa alle sorgenti, attualmente sono prelevate mediante pozzi profondi che intercettano nel sottosuolo falde confinate in condizioni di artesianesimo (Fig. 113b).

Le acque FERRARELLE sono riconosciute come acque minerali effervescenti naturali, con un profilo idrochimico di tipo bicarbonato-alcalino-terroso (Fig. 105) aventi un residuo fisso a 180 °C pari a 1280 mg/l, una CE media di 1740 mS/cm, una temperatura di 16 °C e concentrazioni di CO₂ pari a 2283 mg/l (ALLOCCA & CELICO, 2008).

Le acque NATIA sono, invece, riconosciute come acque oligominerali naturali, aventi un residuo fisso a 180 °C pari a 309 mg/l, contenuti di CO₂ pari a 230 mg/l, la temperatura è di circa 15 °C e la CE è pari a circa 360 mS/cm. Sebbene i bicarbonati e gli ioni alcalino-terrosi siano in concentrazioni minori, l'acqua mantiene la facies bicarbonato-calcica (Fig. 115) ma è meno ricca in ioni e gas.

Le acque SANTAGATA sono anch'esse riconosciute come acque minerali effervescenti naturali. Il residuo fisso a 180 °C è pari a 1083 mg/l, il contenuto di CO₂ è mediamente pari a 1920 mg/l, la temperatura media è pari a 16 °C e la CE oscilla tra 1310 e 1520 mS/cm (CORNIELLO, 1988). La facies idrochimica di tipo bicarbonato-calcica è assai simile a quella dell'acqua FERRARELLE (Fig. 115).

Le acque idrominerali del bacino Ferrarelle hanno rapporti isotopici molto simili a quelle della SIMWL (*Southern Italy Meteoric Water Line*) ed alle precipitazioni locali che ricaricano il bacino. I valori di trizio, variabili da 3,1 a 0,2 U.T. (CELICO *et alii*, 1980), confermano la presenza di circuiti lenti e profondi, con lunghi tempi di residenza all'interno dell'acquifero dell'ordine di 25÷30 anni.

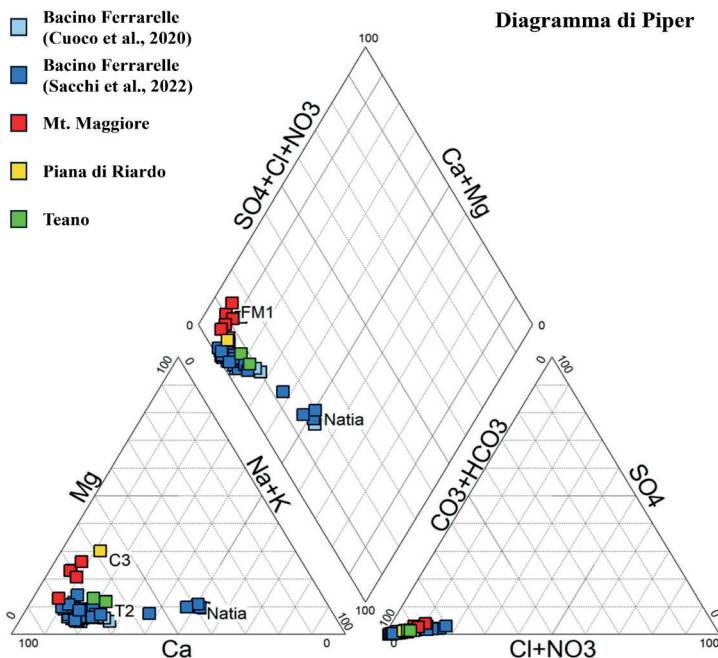


Fig. 115 - Diagramma di PIPER delle acque minerali naturali del bacino Ferrarelle e della piana di Riardo (modificato da SACCHI et alii, 2022).

Le acque idrominerali del bacino Ferrarelle sono il risultato di un *mixing*, in diverse proporzioni, tra acque circolanti nell’acquifero vulcanico di piana, acque circolanti in rocce carbonatiche (BARBIER *et alii*, 1970; CELICO *et alii*, 1980; CORNIELLO, 1988; GIORDANO *et alii*, 1995a) e fluidi profondi (CO_2) di origine geogenica, in risalita lungo discontinuità tettoniche. Studi recenti (CUOCO *et alii*, 2010; MINISSALE, 2004) evidenziano che le acque in risalita dall’acquifero calcareo sono sovrassature di CO_2 ed altamente mineralizzate (CE fino a $2500\div3000$ $\mu\text{S}/\text{cm}$) e ricaricate dalle acque profonde del vicino edificio vulcanico del Roccamonfina (Fig. 116). Tale modello di mineralizzazione considera il *mixing* tra due componenti (VIAROLI *et alii*, 2016a; 2018; 2019b): i) un flusso di base lungo il versante sud-orientale del rilievo vulcanico che alimenta la piana di Riardo e ii) un circuito idrico più profondo nell’acquifero vulcanico che ricarica lateralmente il substrato carbonatico profondo sottostante la piana di Riardo (Fig. 116). Localmente, l’assenza di *aquiclude* al di sopra del substrato carbonatico (Fig. 116) consentirebbe la risalita lungo le faglie più trasmissive di fluidi profondi e mineralizzati ed il *mixing* tra acque di origine vulcanica e carbonatica (CUOCO *et alii*, 2010; 2020; SACCHI *et alii*, 2022).

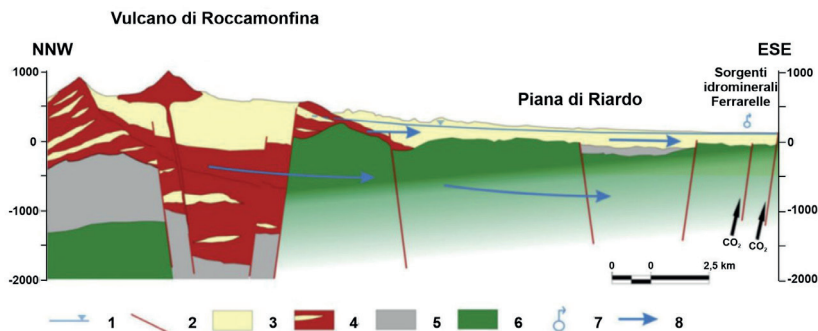


Fig. 116 - Modello concettuale di ricarica e mineralizzazione delle acque del bacino Ferrarelle (modificato da CUOCO et alii, 2020). 1) Livello piezometrico basale; 2) Faglie normali; 3) Depositi piroclastici; 4) Lave e depositi piroclastici; 5) Unità clastiche mio-plioceniche; 6) Unità calcaree; 7) Sorgenti minerali Ferrarelle; 8) Direzione del flusso idrico sotterraneo.

Un ulteriore contributo al *mixing* delle acque minerali del bacino Ferrarelle è stato identificato (CUOCO et alii, 2020; 2021) nel flusso laterale dall'acquifero carbonatico del Monte Coricuzzo. I tre *end member* del *mixing* sono: a) le acque profonde altamente mineralizzate e ricche in gas (CO_2), in risalita dal substrato carbonatico, b) le acque vulcaniche meno mineralizzate del vulcano di Roccamonfina e della piana e c) le acque laterali provenienti dal vicino rilievo carbonatico del Monte Coricuzzo. L'intrusione del flusso laterale induce processi di ossidazione (da Fe^{2+} a Fe^{3+}) e la formazione di precipitati solidi che assorbono metalli (es. As, Ba e Fe) presenti in soluzione (CUOCO et alii, 2021). La mineralizzazione e il contenuto in CO_2 delle acque minerali FERRARELLE varierebbero localmente in relazione alla vicinanza di faglie trasmissive e all'assenza di orizzonti *aquitard* tamponanti il flusso ascendente di acque profonde e mineralizzate dal substrato carbonatico sepolto.

4.4. - UNITÀ ALLUVIONALI

4.4.1. - Piana di Riardo-Presezano

La piana di Riardo-Presezano (Fig. 113a,b) è costituita da una successione, di età pleistocenica, di spessore variabile fino ad alcune centinaia di metri, di depositi vulcanici, piroclastici e lavici, di sedimenti detritici ed alluvionali. Inoltre, in affioramento sono presenti l' "Ignimbrite Campana" Auctt. (*Tufo Grigio Campano* - TGC), breccie ad elementi lavici, pomici e scorie, lapilli, sabbioni vulcanici e sedimenti alluvionali a granulometria ghiaiosa, sabbiosa e limo-argillosa, con intercalazioni torbose e/o di paleosuolo. Lungo i bordi settentrionale e meri-

dionale affiorano ampie fasce detritiche, con intercalazioni di depositi piroclastici rimaneggiati.

Data l'estrema eterogeneità verticale e orizzontale dei depositi di piana nel sottosuolo è presente un acquifero multifalda, il cui deflusso avviene in condizioni freatiche, di semiconfinamento o confinamento.

Il sottosuolo della piana di Riardo è caratterizzato da depositi piroclastico-alluvionali, separati localmente da cineriti e limi sabbioso-argillosi ed ospita un sistema multifalda, localmente caratterizzato da tre orizzonti acquiferi. La prima falda superficiale ha quote variabili tra 180 m e 100 m s.l.m., la seconda falda intermedia ha quote comprese tra 140 m e 80 m s.l.m., mentre la terza falda profonda ha quote variabili fra 120 m e 50 m s.l.m.

Travasi idrici dal vulcano di Roccamonfina sono diretti verso la piana, dove acque sotterranee sono drenate principalmente dal rio Limate, affluente del fiume Volturno (Fig. 113a). La conducibilità idraulica dell'acquifero superficiale è dell'ordine di $1,0 \times 10^{-5}$ m/s, mentre per l'acquifero profondo è pari a circa 10^{-5} m/s, con una trasmissività compresa tra $1,18 \times 10^{-3}$ e $3,98 \times 10^{-4}$ m²/s.

Le acque sotterranee della piana sono captate da pozzi per uso idropotabile e idrominerale (Fig. 113b), ma sono numerosi anche i pozzi per uso irriguo, domestico ed industriale.

Il settore di piana di Presenzano (Fig. 117) è caratterizzato da sedimenti sabbioso-ghiaiosi, limoso-argillosi e depositi tufacei che generano una circolazione idrica sotterranea a falde sovrapposte. Tra gli abitati di Presenzano e Vairano Scalo, la falda superficiale (Fig. 117a) ha un deflusso orientato verso est e riceve travasi dal versante nord-orientale del vulcano di Roccamonfina. La falda profonda (Fig. 117b) defluisce verso il bordo sud-occidentale del Monte Cesima e verso il fiume Volturno. In tale settore di piana sono presenti numerosi pozzi per uso prevalentemente irriguo, domestico ed industriale.

4.4.2. - Medio corso del fiume Volturno

Il medio corso del fiume Volturno (Fig. 113a, b) è delimitato da rilievi carbonatici affioranti lungo i margini. Nella piana il substrato carbonatico è sepolto al di sotto di una sequenza argilloso-arenaceo-marnosa ed una successione di depositi quaternari detritici, alluvionali e piroclastici. In sinistra orografica del fiume Volturno, la circolazione idrica sotterranea avviene secondo un sistema monofalda.

La falda freatica è alimentata da travasi provenienti dall'acquifero carbonatico del Matese ed il recapito delle acque è rappresentato dal fiume Volturno (Fig. 113a). Oltre che dal chimismo delle acque di piana (CORNIELLO & RUSSO, 1990) il travaso dai Monti del Matese è confermato dall'incremento (pari a circa 1,0 m³/s) di portata in alveo lungo il fiume Volturno (CELICO, 1983; CORNIELLO &

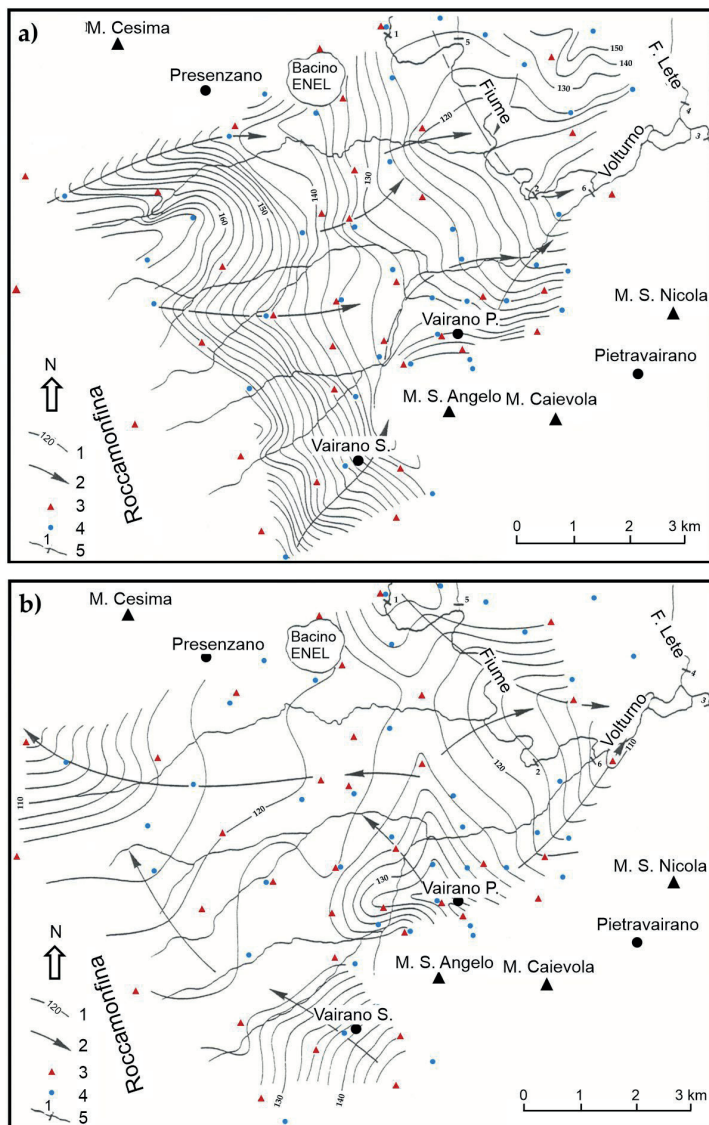


Fig. 117 - (a) Piezometria della falda superficiale della piana di Presenzano; (b) Piezometrica della falda profonda della piana di Presenzano (modificato da CELICO et alii, 1996). Legenda: 1) Curve isopiezometriche e relativa quota in m s.l.m.; 2) Principali direttrici di flusso; 3) Pozzi attestati nell'acquifero profondo; 4) Pozzi attestati nell'acquifero superficiale; 5) Sezioni di misura in alveo.

Russo, 1990). In destra orografica, invece, si rilevano localmente due falde, una più superficiale circolante nei depositi piroclastici ed una più profonda nei depositi alluvionali.

Le due falde si raccordano avvicinandosi al fiume Volturno che rappresenta il recapito. I travasi laterali dall'acquifero carbonatico del Monte Maggiore sono trascurabili. Oltre ai campi pozzi a scopo idropotabile (Fig. 113b), le acque sotterranee della piana sono captate da numerosi pozzi utilizzati a scopo irriguo, domestico e industriale.

ABSTRACT

The No. 417 “Teano” Sheet is part of the national CARG program, which, since 1960, has been the official initiative of the Italian State to produce geological maps at a 1:50,000 scale. The agreement for the compilation of the Sheet was signed in 2021 by ISPRA, the Campania Region, and the University of Naples Federico II. Scientific coordination was entrusted to Prof. Vincenzo Morra, with the collaboration of specialists in stratigraphy, tectonics, volcanology, geomorphology, applied geology, and hydrogeology. The complexity of the area also required the use of advanced laboratories for radiometric dating and geochemical, mineralogical, and structural analyses.

The area of the “Teano” Sheet includes Meso-Cenozoic carbonate elevations, namely the Monte Maggiore, Monti del Matese, Monte Cesima, and Pietravairano ridges. Quaternary alluvial basins occupied by the Presenzano, Riardo, and Alife plains are interposed between the carbonate ridges. In the western sector of the Sheet, volcanic products from the Roccamonfina volcano crop out. This is a large stratovolcano with an elliptical summit caldera (7×5 km) and an eruptive history spanning from about 600 to 150 ka. Both the products of major explosive eruptions and numerous monogenetic eccentric cones-responsible for localized lava flows and pyroclastic deposits-occur. The main watercourse is the Volturno River, which flows across the northern sector of the Alife plain.

The area of No. 417 “Teano” Sheet belongs to the central-northern sector of the Southern Apennines, characterized by a mountain chain composed of stacked

tectonic units. The exposed successions include pre-orogenic carbonate successions from the Triassic-Eocene, Miocene syn-orogenic deposits, and Quaternary continental and volcanic deposits. The overall tectonic framework includes significant out-of-sequence thrusts, normal faults, and extensional structures active since the Early Pleistocene.

The Sheet is dominated by a single large tectonic unit, namely that of Monte Maggiore - Monte Cesima - Monti del Matese, subdivided into four tectonic sub-units: Monte Cesima-Monti del Matese (CM), Monte Maggiore (MM), Monte Friento (MF), and Monte Maro-Monte La Costa (MC). These tectonic sub-units are bounded by major out-of-sequence thrusts that locally duplicate the carbonate succession and deform even the Mio-Pliocene wedge-top basin deposits, such as the Caiazzo sandstones (*arenarie di Caiazzo AIZ*) and the Altavilla group (*gruppo di Altavilla AL*).

The tectonic evolution shows the transition from a Miocene compressional phase - characterized by thrusts and folds - to a Pleistocene extensional phase associated with the evolution of the Tyrrhenian - Apennine system. Minor thrusts, reverse faults, and transpressive structures-associated with the orogenic phases - are also widespread, as well as low-angle normal faults (LANFs), especially in the Monte Cesima and Monti del Matese. These faults record episodes of intra-orogenic and post-orogenic extension, some of which are linked to the earliest stages of development of the Tyrrhenian back-arc basin. This extensional regime generated structural depressions such as the Garigliano graben (to the W of the No. 417 "Teano" Sheet) and the Presenzano, Riardo, and Alife alluvial/lacustrine basins, and contributed to the volcanic activity of the Roman and Campanian Magmatic Provinces. In the subsurface of the extensional basins, the carbonate basement is located, at depths ranging from about 200-300 m (ca. 50-150 below the sea level) beneath the Riardo plain to ca. 900 m in the coastal sector of the Garigliano graben. In the Alife plain, the top of the carbonates lies below 600 m (ca. 500 m below the sea level), overlain by Quaternary deposits.

The Mesozoic-Cenozoic carbonate succession of the Monte Maggiore-Monte Cesima-Monti del Matese Tectonic Unit covers the interval from the Upper Triassic to the middle Tortonian. The base of the succession is represented by the upper dolostone (*dolomia superiore DBS*), Upper Triassic in age, represented by massive dolostones, often fractured and intensely recrystallized. Within this unit, normal faults occur witnessing the Late Triassic-Early Jurassic rifting stage associated with the Pangea breakup. These are followed by the Palaeodasycladus limestone (*calcari a Palaeodasycladus CPL*) of the Lower Jurassic, characterized by algal buildups and moderately wave-agitated inner-platform deposits. The Middle-Upper Jurassic is represented by platform-facies formations with oncolites, ooids, algae, and gastropods (*Calcari oolitici ed oncolitici CDO* and *Calcari con Cladocoropsis e Clypeina CCM*). The succession upward passes to lower

Cretaceous-upper Cretaceous p.p. requienid limestones (*calcarei con requienie e gasteropodi* **CRQ**). The bauxitic levels (*livello bauxitico* **bx**) within the requienid limestones (**CRQ**) constitute important stratigraphic markers and indicate phases of emergence and erosion. In certain quarry exposures (e.g., Dragoni and Alife), secondary sedimentary structures, such as sedimentary dykes, occur within the bauxitic horizons, associated with the Upper Cretaceous extensional episode.

The Upper Cretaceous p.p. is represented by the **RDT** unit (requienid and radiolitid limestones, *calcarei a radiolitidi*), facies rich in rudists and skeletal debris, often brecciated. Locally, **CBI** limestone (bio-lithoclastic limestones with rudists, *calcarei bio-litoclastici con rudiste*) are present, although neither the base nor the top of this unit is fully exposed within the Sheet. Similarly for the Eocene, slope succession of alveolinids and nummulitids calcarenite (*calcareniti con alveolinidi e nummulitidi* **AEN**) unit are exposed in the NW sector of the Sheet. On the contrary, in the SE sector the shallow-marine deposits of the Trentinara formation (*formazione di Trentinara* **TRN**) crop out. Scarp-slope facies of the Monte Crivari formation (*formazione di Monte Crivari* **RIV**) develop locally, grading laterally into the ramp deposits of the Cusano formation (*formazione di Cusano* **CUS**). These latter Miocene (Burdigalian-Serravallian p.p.) deposits represent the first syn-orogenic deposits that recorded the building of the Apennine chain and the eastward migration of the orogenic wedge. Both units pass upward into the Longano formation (*formazione di Longano* **LNG**), consisting of bathyal turbidites of Serravallian - middle Tortonian age. Overlying the carbonate and syn-orogenic series in unconformity are the Caiazzo sandstones (*arenarie di Caiazzo* **AIZ** - late Tortonian to early Messinian) and the Altavilla group (*gruppo di Altavilla* **AL**-late Messinian to Zanclean p.p.). These siliciclastic deposits represent wedge-top basins formed during syn-orogenic extensional stages. In several areas, the **AIZ** unit contains large carbonate blocks (olistoliths) derived from tectonic front collapse and fault scarp failure. These units are involved in out-of-sequence thrusting. Late Miocene crustal compression produced widely thrust surfaces, ramp-flat structures, and folds with NE-directed vergence, as seen in the Pietravairano ridge, where Mesozoic carbonates override the Altavilla group. Monte Cesima also shows compressional ramp-flat structures and steeply dipping strata associated with south-verging backthrusts. LANFs, widespread in the Matese and Monte Cesima, record a shallow crustal extension associated with the out-of-sequence thrusting. Kinematic indicators of normal faults (striations, slickensides, Riedel shears) indicate prevailing NW-SE and N-S movements, consistent with the Pleistocene stress field.

In areas such as Rocchetta e Croce, the presence of olistoliths within the Caiazzo sandstone (**AIZ**) indicates that the main normal fault exposed in this area, putting in contact Miocene deposits (hanging wall) with Triassic dolostones (footwall), was active in the late Tortonian and was probably reactivated during the Pleistocene.

In response to the Quaternary block faulting, alluvial depocentres were formed. The earliest depocentre hosted the oldest Quaternary depositional system in the area, which included deposits of torrential, alluvial fan, fluvial and lacustrine facies, slope breccia and travertine, overall related to the Ailano synthem (*sintema di Ailano AIL*). Deposition of the Ailano synthem, which is constrained to the lower part of the Middle Pleistocene ($> 500\text{--}600$ ka, the base of the synthem probably dates to the upper part of the Lower Pleistocene), predates at least most of the activity of the Roccamonfina volcano.

Deposits of the Ailano synthem (**AIL**) are uplifted in the horst block (Ailano threshold) that separates the Presenzano from the Alife basin and are downthrown in the subsurface of those basins and the Riardo basin. The upper part (ca. 200 m in thickness) of the basins' fills is composed of fine-grained, lacustrine facies deposits passing laterally into alluvial fan deposits fed by the uplifting mountain fronts; in the subsurface of the Alife plain, travertine bodies as thick as 50 m occur. These deposits are related to the Alife synthem (*sintema di Alife AFE*). The Alife synthem deposits are Middle Pleistocene in age and coeval to the activity of the Roccamonfina volcano. In the Presenzano and Riardo basins, ceasing of alluvial sedimentation followed by incision of the Alife synthem deposits in response to the ceasing of subsidence occurred around 150-200 ka, while deposition was continuing in the Alife basin. In that basin, river incision and terracing of the Alife synthem deposits probably occurred only in the Late Pleistocene.

The first dated volcanic products in the No. 417 "Teano" Sheet date to the early Middle Pleistocene. The results of the field survey, along with the rich dataset of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ new age determinations, allowed us to refine the stratigraphic setting of the deposits of the Roccamonfina volcano activity, for which five phases were identified.

The first period spans the timespan comprised between 612 and ca. 350 ka. The oldest dated product is the lava of the Presenzano lithosome (*litosoma di Presenzano RSZ* - $612,2 \pm 3,2$ ka) which was emplaced at the footslopes of the Monte Cesima ridge. The main deposits of this period pertain to the Teano group (*gruppo di Teano GE*) and consist of alternating Lct-bearing well-sorted fall deposits and matrix supported, PDC-related tuffs. A whitish to yellowish matrix-supported tuff featuring Lct-free pumice lapilli is locally observed (**GE_a**), along with a minor effusive component (**GE_b**). In addition, several scoria and lava domes form independent parasitic centres around the central edifice, namely the lithosomes of Terracopo (*litosoma di Terracopo LCP*), Monte Casi (*litosoma di Monte Casi LCI*), Monte Canneto (*litosoma di Monte Canneto NCT*), and Monte Lucno (*litosoma di Monte Lucno SUO*). To this period also belongs the Taverna San Felice lithosome (*litosoma di Taverna San Felice DTF* - 414.1 ± 4.7 ka) a dyke located at the footslopes of the Monte Cesima ridge, which represents a magmatic intrusion along an N-S fracture, compatible with major Middle Pleistocene extensional

phases. It highlights the role of tectonic structures in channeling magma in peripheral sectors of the volcano.

The following deposits, well represented in the eastern sector of the volcano, pertain to the Campagnola formation (*formazione di Campagnola* **GNL** - ca. 350-344.69±1.0 ka) and are made up of analcimized Lct pumice-bearing, greyish to yellowish matrix-supported tuffs featuring loose Lct, Cpx and feldspar crystals. A fine-grained, whitish to yellowish ash bed is locally observed at the bottom of the succession. No paleosoil horizons have been recognised within the several units of the Campagnola formation succession, indicating that the deposits were likely emplaced in a short time span.

Along the eastern flank of the Roccamonfina volcano, we recognized the post-GNL phase (344-330 ka), in which the activity is represented by the Ulici lithosome (*litosoma di Ulici* **SUL**), a lava dome, consisting of greyish, porphyritic, blocky lava flows. Clinopyroxene and feldspar phenocrysts set into feldspar-rich groundmass are recognisable at the naked eye.

In the area encompassed by the No. 417 “Teano” Sheet the Lauro group (*gruppo di Lauro* **WT**) period (330-304 ka) comprises two units made of alternating PDC and minor fallout deposits, separated by paleosoils: the Cupa formation (*formazione di Cupa* **FPU**) and the Galluccio formation (*formazione di Galluccio* **GLU**). The former consists of a Lct-free massive, whitish, ash bed featuring loose feldspar crystals. The overlying Galluccio formation is represented by fine-grained ash beds grading upward into pumice-rich horizons and massive beds and closed by layers exhibiting evident cross-stratification and containing swarms of centimetric lithic fragments. In the middle part of the Galluccio formation, two stratigraphic markers represented by pumice-rich fallout deposits can be observed NE of Teano town. The juvenile fragments of **WT** deposits are high-Silica trachytic in composition and mark a change in chemical composition with respect to the previous period.

Finally, the post-WT (<304 ka) activity is mainly represented by the pyroclastic deposits of the Conca della Campania formation (*formazione di Conca della Campania* **NCP**), the Garofali Formation (*formazione di Garofali* **FGF**), the San Giuliano di Teano formation (*formazione di San Giuliano di Teano* **GUT**), and by those of several parasitic centres. The deposits of the Conca della Campania formation are made up of a yellowish, fine-grained ash bed featuring altered white Lct-free pumice clasts. The products of the Garofali formation are represented by basal surge-related clast-sustained horizons grading upward into massive to stratified ash beds, within which a clast-sustained, Strombolian horizon is intercalated. The San Giuliano di Teano formation consists of dark grey lava flows, locally displaying columnar jointing, and minor pyroclastic deposits of uncertain provenance. Finally, the parasitic centres mapped as Masseria dei Cani lithosome (*litosoma di Masseria dei Cani* **SEM**), Colle Lupara lithosome (*litosoma di Colle*

Lupara **EUP**), Masseria Scappucci lithosome (*litosoma di Masseria Scappucci* **UPI**), Monte Auto lithosome (*litosoma di Monte Auto* **AUT**), Monte Atano lithosome (*litosoma di Monte Atano* **ENO**) and Monte Santa Maria lithosome (*litosoma di Monte Santa Maria* **RMI**) comprise light to dark grey, porphyritic lava flows and red scoria-rich fall deposits, as well as minor PDC deposits.

Inset into the depositional surfaces of the Alife synthem are the Late Pleistocene-Holocene alluvial deposits of the Piedimonte Matese synthem (*sintema di Piedimonte Matese* **DMT**). The spatial distribution of the **DMT** deposits marks a major reorganization of the drainage network during the late Quaternary. In fact, in the southwestern sector of the Sheet, the fluvial network shows evidence of river captures driven by the persistence of subsidence in the Campana Plain basin, located to the southwest of the Teano Sheet territory, which progressively attracted drainage from the area. This process was completed at least before ca. 40 ka, when the emplacement of "Ignimbrite Campana" *Auctt.* (*Tufo Grigio Campano* - **TGC**) from Campi Flegrei occurred.

Active tectonics is evidenced by the presence of ongoing normal faulting and moderate but significant seismicity, with historical earthquakes associated with the Matese Fault System and the Garigliano area buried faults. From a seismological standpoint, the area is classified as having high geological vulnerability, with potential for local amplification effects in unconsolidated Quaternary deposits. The correlation between seismicity and active tectonics is evident along the margins of the Riardo and Presenzano plains, where border faults control both surface morphology and subsurface groundwater flow.

From an applied geology perspective, the No. 417 "Teano" Sheet provides critical data for land-use planning. Geotechnical analyses have identified areas with varying susceptibility to landslides, mainly along carbonate slopes and transitional zones between uplands and alluvial plains. Historical quarrying activity, although now largely inactive, has left a notable geomorphological imprint on the landscape.

The hydrogeological setting is primarily governed by the carbonate aquifers of the Matese Mountains, Monte Cesima, and Monte Maggiore. These systems are complemented by minor aquifers associated with the volcanic deposits of Roccamonfina and the alluvial plains of Riardo and Presenzano. Of particular interest is the hydro-mineral basin of Riardo, home to the Ferrarelle mineral springs. This system is sustained by a complex interplay of deep and shallow groundwater circulation, regulated by fault systems and the differential permeability of the lithologies involved.

The information provided in the accompanying explanatory notes and cartography serves as a foundational tool not only for geological research, but also for more detailed investigations devoted to land-use planning, natural hazard mitigation, and the sustainable management of water and environmental resources in the Campania region.

LEGEND

CURRENTLY FORMING CONTINENTAL DEPOSITS

deposito antropico (anthropogenic deposit, **h**)

Unsorted, loose deposits, deriving from human activity. The thickness is variable, in the order of some metres.

HOLOCENE *p.p.*

deposito alluvionale (alluvial deposit, **b**)

Fluvial deposits in the channel of the main water courses and Volturno River floodplain, with thickness up to 2-3 m; gravelly deposits with sand lenses, with pottery fragments and thickness of a few metres (<10 m), of alluvial fans.

HOLOCENE *p.p.*

deposito torrentizio (mixed origin deposit: torrential deposit, **i**)

Massive to crudely stratified deposits composed of gravels and sands with silty-clayey matrix, a few metre thick.

HOLOCENE

deposito di frana (landslide deposit, **a₁**)

Chaotic, unsorted deposits with variable grain size, emplaced by gravitational processes. The thickness is variable, from a few metres to some tens of metres.

HOLOCENE

deposito di versante (slope deposit, **a**)

Debris consisting of matrix-supported coarse grained, unsorted angular clasts, carbonate in nature, alternated with sands and silts composed of reworked soils and pyroclastics. The thickness is variable, generally in the order of a few metres.
UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

deposito colluviale (colluvial deposit, **b₇**)

Clayey-silty-sandy sediments, reddish-brown in colour, consisting of reworked soils, with stone lines. At some places the deposits include the *Tufo Grigio Campano* (**TGC**) tephra.
UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

coltre eluvio-colluviale (eluvial-colluvial mantle, **b₂**)

Massive to roughly stratified, brown to reddish-brown, silty clays with scattered carbonate clasts and stone lines; at some places the deposits include the *Tufo Grigio Campano* (**TGC**) tephra; the thickness ranges from a few (4-5) metres to 10-15 m.
MIDDLE PLEISTOCENE? *p.p.* - HOLOCENE

COMPLETELY FORMED CONTINENTAL DEPOSITS*Tufo Grigio Campano* (Campanian Gray Tuff, **TGC**)

Ash-tuff consisting of a coarse ash matrix embedding fragments of collapsed millimetric dark gray scoria, and rare altered centimetric pumice fragments, along with millimetric lithic clasts. Loose crystals of alkaline feldspar (sanidine) and biotite are also present. The deposit is massive with variable degrees of welding, yet preserves low density at the sample scale. In more welded outcrops, the color ranges from dark gray to brown, and columnar jointing is locally well developed. In weakly lithified zones, the tuff exhibits a gray-yellowish color. Where the base is exposed, a stratified, brown-orange cineritic layer is present (USAF, as described by FEDELE *et alii*, 2016). The juvenile fraction is trachytic in composition.

The **TGC** is a pyroclastic current deposit sourced from the Campi Flegrei caldera. It fills the valleys at the foot of the Roccamonfina volcano and within the caldera interior, and overlies terraces formed on deposits of the Alife synthem (**AFE**) with limited thicknesses, ranging from less than 1 m up to 3-4 m. The **TGC** is intercalated with deposits of the Piedimonte Matese synthem (**DMT**). Total thickness varies from 1 to 15-20 m where the deposit fills paleovalleys cut into the underlying **AFE** deposits, as well as in the Roccamonfina volcano deposits mainly attributed to the Teano group (**GE**), the Conca della Campania formation (**NCP**), the San Giuliano di Teano formation (**GUT**) and the Galluccio formation (**GLU**).

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is 39.85 ± 0.14 ka (GIACCIO *et alii*, 2017)
UPPER PLEISTOCENE *p.p.*

sintema di Piedimonte Matese (Piedimonte Matese synthem - **DMT**)

Deposits of the Piedimonte Matese synthem are inset into or cover the terraced surface of the Alife synthem (**AFE**) and Montanari travertine unit (**TNM**); the upper surface consists of well-preserved depositional landforms, slightly incised (up to 4-5 m) by the drainage net. The thicknesses vary from a few to ca. 10 m. The upper part of the synthem either covers or is inset into the Campanian Gray Tuff (**TGC**) deposit. In the deposits that occupy the Riardo plain, the Riardo subsynthem (**DMT₁**) is distinguished. The Piedimonte Matese synthem includes three deposits. Alluvial deposits (**b**) include: well sorted and well-rounded gravels, a few centimetres to a few decimetres in size, with sand layers and lenses, with horizontal and cross bedding, of fluvial environment; clinostratified matrix to clast supported gravels and conglomerates with variable degree of sorting, of alluvial fan environment. Screens, subordinately, breccia, composed of clinostratified angular clasts, of talus slopes and detrital cones (**a₃**). Small-size outcrops of broadly to thinly stratified porous deposits (travertine, **f₁**), outcropping in the mineral springs area in the surroundings of Riardo.

The Piedimonte Matese synthem is framed in the Upper Pleistocene, probably reaching the lower part of the Holocene.

UPPER PLEISTOCENE *p.p.* - HOLOCENE *p.p.*

subsintema di Riardo (Riardo subsynthem - **DMT₁**)

The Riardo subsynthem overlies the slightly dissected to undissected surface, at places marked by paleosols, of the Tufo Grigio Campano (**TGC**) deposit in the Riardo plain; the upper surface is slightly incised; the upper part of the Piedimonte Matese synthem (**DMT**) is inset in the terraces. The Riardo subsynthem is composed of alluvial plain deposits, which consist of alternating beds of carbonate pebbles with sandy matrix, and layers of sand and silty sand, with peat lenses. The thickness is 5-6 m.

UPPER PLEISTOCENE *p.p.*

travertini di Montanari (Montanari travertine, **TNM**)

The Montanari travertine is a lithostratigraphic unit that overlies the terraced surface of the Alife synthem. It is composed of calcareous tufa with phytoclastic facies, locally micritic thin beds, and layers of calcareous sand.

The U/Th age is 112.83 ± 0.27 ka.

UPPER PLEISTOCENE *p.p.*

formazione di Vallamati (Vallamati formation, **VLI**)

Pyroclastic deposit composed of lapilli and juvenile scoriaceous centimeter- to decimeter-sized blocks, together with highly altered, rounded lava lapilli and blocks, containing a strongly argillified coarse ash fraction. The scoria is dense and compact, brown in color, becoming yellowish when altered, and characterized by rounded vesicles. It is porphyritic, with phenocrysts of plagioclase, clinopyroxene, and abundant biotite. The composition is basaltic-trachyandesite. This deposit of Strombolian scoria occurs in small outcrops along the edge of the intracaldera zone near Tavola, resting on the deposits of the Garofali formation (**FGF**). The formation is mainly distributed within the adjacent Sheet No. 416 "Sessa Aurunca", where the vent is presumably located, although its exact position remains unknown. The maximum thickness observed at outcrop scale does not exceed 1 m.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Monte Santa Maria (Monte Santa Maria lithosome, **RMI**)

Dark gray, compact lava, weakly porphyritic due to microphenocrysts of pyroxene and feldspar, with a phonolitic composition. The lava forms a dome whose morphology is partially preserved, located along the rim of the main caldera. The lava overlies to the S the deposits of the Garofali formation (**FGF_a**) and elsewhere rests on those of the Teano group (**GE** and **GE_b**). The maximum thickness observed at outcrop scale is 2 m.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

formazione di Garofali (Garofali formation, **FGF**)

Weakly lithified yellow to reddish ash deposits, ranging from massive to stratified, varying from cross-bedded to plane-parallel, and rare accretionary lapilli bearing. The juvenile fraction is represented by millimetre-sized dark scoria and very rare, heavily altered banded white pumice fragments, along with loose crystals of sanidine and clinopyroxene. The extensively altered glass component is trachytic in composition. The maximum thickness observed is 15 m. The most representative outcrops are found near the village of Garofali.

At the base of the succession, in the Pepeni area, a deposit (**FGF_a**) is present, composed of matrix-poor horizons of light grey, aphyric pumice lapilli, alternating with cineritic layers showing well-developed cross-stratification, and massive beds of pumice lapilli in an ash matrix. The juvenile composition is trachytic. The prevailing depositional mechanism for the entire succession is pyroclastic surge. The maximum thickness is 3 m. Along the caldera rim in the Garofali area within the upper part of the succession, without a paleosol, there is a matrix-free layer composed of lapilli and blackish scoriaceous blocks with circular vesicles and rich in feldspar crystals, reaching up to 1 m size, along with lava lithic blocks.

This deposit is of Strombolian origin, and the juvenile fraction is trachyandesitic in composition (**FGF_b** - member of the “Torano formation” according to COLE *et alii*, 1992). The maximum thickness of this unit is approximately 2 m. The whole formation is a complex sequence of deposits resulting from multiple eruptions, predominantly phreatomagmatic in nature, with emission center(s) located within the main caldera of the Roccamonfina volcano.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age on FGF is 212.1 ± 0.3 ka.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

formazione di San Giuliano di Teano (San Giuliano di Teano formation, **GUT**)

Complex succession of pyroclastic deposits belonging to different lithostratigraphic units, which cannot be mapped individually, and associated lava flows. The lavas, bearing phenocrysts of dark mica and plagioclase, are dark grey, compact, and locally display well-developed columnar jointing (*e.g.*, at Cascata delle Corriole), though in some areas - such as W of Casamostra - they appear strongly altered and exfoliated. The maximum thickness observed at outcrop scale is 15 m. Stratigraphically, they overlie the pyroclastic lithofacies **GUT_a** and rest on the Teano group pyroclastic deposits (**GE**). The composition is trachy-andesitic. The pyroclastic deposits are a rhythmic sequence of plane-parallel cineritic layers alternating with coarser horizons rich in scoriaceous lapilli porphyritic due to the presence of biotite phenocrysts. The lithic component includes rare centimetre-sized fragments of leucite bearing lava, as well as hydrothermally altered tuffaceous clasts. The deposit locally contains rare ballistic blocks. The total thickness of the pyroclastic succession is approximately 4 m. At Corteromana, less than 1 m of pyroclastic deposits crop out, consisting of reddish, matrix-free centimetric scoriaceous lapilli of Strombolian origin. These pyroclastic rocks, which crop out discontinuously in the southern part of the map sheet and whose source vents are not always identifiable, rest on the deposits of the Campagnola formation (**GNL**) in the Masseria Acquarola area, and elsewhere on the pyroclastic deposits of **GE**.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is 224.8 ± 0.9 ka - 223.6 ± 0.9 ka on the lava flows.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Monte Auto (Monte Auto lithosome, **AUT**)

Pyroclastic deposits composed of dark brown, slightly vesicular scoriaceous blocks and lapilli, strongly altered, particularly on their outer surfaces, and lithic lapilli of lava origin. A minor component of strongly clay-altered yellowish ash is present, encrusting the scoria. The composition of the juvenile fraction is trachy-basaltic. The deposit is of Strombolian origin. To the E, it overlies the deposits of the Campagnola formation (**GNL**), and to the S, it rests on the pyroclastic rocks of the Colle Lupara lithosome (**EUP**). The maximum observed thickness at the outcrop is 5 m.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Masseria Scappucci (Masseria Scappucci lithosome, **UPI**)

Pyroclastic deposits made up of centimetre-sized blocks and lapilli of dark brownish-black, vesicular scoria containing feldspar crystals, along with lava lithic lapilli. A minor component of strongly argillified ash is also present. The composition is basaltic trachyandesite. The deposits were emplaced from the Strombolian activity of a small volcanic edifice located outside the caldera. The maximum observed thickness is 4 m. To the N, the deposits overlie the lava of the Monte Casi lithosome (**LCI**), while to the W they rest on the pyroclastic deposits of the Teano group (**GE**).

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Masseria dei Cani (Masseria dei Cani lithosome, **SEM**)

Massive, clast-supported pyroclastic deposit composed of reddish scoriaceous lapilli and blocks, up to decimetre size, with no matrix. The juvenile component is phonotephritic in composition. This is a deposit of Strombolian scoria, occurring in the area N of the Cascata delle Corriole and more extensively distributed in the adjacent Sheet No. 416 “Sessa Aurunca,” where the eruptive center is located. To the N, the deposit overlies the Campagnola formation (**GNL**), and to the E and S, it rests on the pyroclastic deposits of the Teano group (**GE**). The maximum thickness observed is 2.5 m.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

formazione di Conca della Campania (Conca della Campania formation, **NCP**)

Yellowish to brownish pyroclastic deposit made up of fine ash which engulfs juvenile white pumice lapilli - often made earthy by secondary alteration - and sanidine crystals, along with rare grey scoriaceous lapilli. It also includes centimetre-sized dark, altered lava lithic fragments bearing macrocrystalline leucite. The clasts are occasionally arranged in swarms.

The degree of lithification, which makes the deposit a tuff with pumice lapilli, ranges from incipient to strong. In the more lithified horizons, voids are observed as a result of the removal of coarser clasts. The emplacement mechanism is pyroclastic current.

The formation is named after the area where it is most widespread, which lies within the adjacent Sheet No. 416 “Sessa Aurunca”. In the Campozillone stream area, the deposits overlie hyperconcentrated flow deposits associated with lahar-type processes of the Alife system (**AFE_b**) - and elsewhere, they lie on the pyroclastic deposits of the Teano group (**GE**). The juvenile pumice component is trachytic in composition and corresponds to the “yellow trachytic tuff” described by GIANNETTI (1996). The maximum observed thickness at the outcrop scale is 3 m. The age determined by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method is 230.11 ± 0.88 ka.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

formazione di Colle Friello (Colle Friello formation, **LLR**)

Massive to fractured lava in decimetric to metric blocks, gray in color, vesicular with a fluidal texture characterized by elongated and stretched voids. The lava is almost aphyric, with rare microphenocrysts of clinopyroxene, and sometimes is heavily altered and exfoliated. The composition is latitic. These lavas outcrop at the NW rim of the Sheet (Campozillone) in maximum thickness around 2 m in stream valleys.

K/Ar age 269 ± 4 ka (ROUCHON *et alii*, 2008).

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Colle Lupara (Colle Lupara lithosome - **EUP**)

Pyroclastic deposit made up in the basal part of parallel to cross-bedded thinly laminated grey ash layers, containing centimetre-sized greyish pumice lapilli and accretionary lapilli, with a 3 m maximum thickness. This basal unit is overlain by a succession of matrix-free layers of lapilli and scoriaceous blocks ranging from centimetres to decimetres in size. These are porphyritic due to the presence of biotite phenocrysts and microcrystalline leucite and phonotephritic in composition. The maximum outcropping thickness of the deposit reaches up to 25 m. At Colle Lupara, they clearly overlie the deposits of the Campagnola formation (**GNL**).

The deposits, which are locally reddish, form a well-preserved scoria cone. In the lower portion of the succession are intercalated lavas, with altered sanidine crystals, biotite, clinopyroxene, and microcrystalline leucite (**EUP_a**). They are massive, compact, and dark grey to greenish in colour, and appear massive, dense and well-preserved at Colle Lupara, and in strongly altered and exfoliated blocks along the path to the village of Fontanelle. The lava composition is phonotephritic. The maximum thickness of the lava outcrops does not exceed 2 m. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age on **EUP_a** lava is 279.3 ± 4.0 ka.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Monte Atano (Monte Atano lithosome, **ENO**)

Pyroclastic deposits consisting of dark, scoriaceous horizons lacking matrix, with centimetre-sized scoriaceous clasts that are strongly altered and contain microcrystals of clinopyroxene. These deposits are the result of violent Strombolian activity and are associated with intensely fractured, fine-grained greenish-grey lavas, weakly porphyritic due to the presence of clinopyroxene phenocrysts (**ENO_a**). The composition is alkali-basaltic. At Masseria Monaco, the Strombolian scoria overlies the lavas of the Teano group (**GE_b**) and, in part, the pyroclastic rocks of the same group (**GE**). In other areas, it rests directly on the deposits of the Campagnola formation (**GNL**), with no evidence of an intervening paleosol. The maximum thickness of the pyroclastic deposits observed in the outcrops is approximately 3 m, while the associated lava flows reach up to 5 m in thickness. MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.* The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age on **ENO_a** is 290.4 ± 2.0 ka.

gruppo di Lauro (Lauro group, **WT**)

Pyroclastic deposits, intercalated with paleosols, which refer to a series of different eruptions, corresponding in literature to the “white trachytic tuff” *Auctt.*, for which the scheme of DE RITA & GIORDANO (1996) and GIORDANO (1998a,b) is adopted, dividing it into four eruptive sequences or units. The Lauro group takes its name from the representative locality of the same name in the adjacent Sheet No. 416 “Sessa Aurunca.” Only the units corresponding to the Galluccio (**GLU**) and Cupa (**FPU**) formations are mapped here.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is between 322 ± 4.0 (GIANNETTI & DE CASA, 2000, recalculated in LEICHER *et alii*, 2023) and ca. 305 ka (this work).

formazione di Galluccio (Galluccio formation, **GLU**)

Weakly lithified tuffs containing pumice lapilli and ash, belonging to a complex succession of pyroclastic deposits that can be divided into two subunits (*sensu* GIORDANO, 1998a,b), which were not separately mapped. The lower subunit at the base consists of fine ash from thinly bedded to massive ash level with rare accretionary and white sanidine and biotite bearing pumice lapilli, passing to an alternance of lenticular shaped horizons rich in centimetre- to decimetre- sized juvenile pumice almost matrix-free and massive layers of coarse ash engulfing pumice and lithic lapilli. In the upper part of this succession, two levels of angular pumice clasts without matrix constitute markers (NE of Teano - Masseria Giorgio).

The lower subunit sequence ends with a fine greyish-white ash, which is rich in accretionary lapilli and well represented as far as the Riardo Plain (Biasi). Overall, these are deposits from diluted pyroclastic currents (pyroclastic surges), except for the two marker levels, which are fall deposits.

The upper subunit comprises a sequence of at least three ash horizons containing scattered juvenile greyish, slightly vesicular and porphyritic due to sanidine, pyroxene and biotite phenocrysts, pumice lapilli which are concentrated towards the top. This sequence is capped by levels exhibiting evident cross-stratification and containing swarms of centimetric lithic fragments. These deposits are mainly attributed to pyroclastic flows.

The pumice composition is trachytic. In the SE sector of the volcano, the deposits lie on the Teano group (**GE**) and the Monte Lucno lithosome (**SUO**) via a paleosol, while in the eastern sector, contact with the Campagnola formation (**GNL**) prevails. This corresponds to the “white trachytic tuff - WTT Galluccio” of DE RITA & GIORDANO (1996) and GIORDANO (1998a,b). The maximum thickness is approximately 30 m in the area north of Teano (loc. Monaco).

The age determined by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method is 305.8 ± 1.24 ka - 304.64 ± 1.37 ka. MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

formazione di Cupa (Cupa formation, **FPU**)

Fine slightly lithified cineritic tuff. The pyroclastic deposit at the base appears as a massive, fine, whitish ash containing millimetric lapilli, both juvenile-represented by heavily altered white pumice fragments - and lithic, consisting of leucite lava and altered holocrystalline clasts, concentrated mainly in the basal part. The ash matrix is rich in sanidine crystals. In the upper part of the sequence, there is a centimetre-thick lenticular layer made up of centimetre-sized pumice lapilli with sharp edges. The composition of the juvenile fragments is trachytic. The depositional mechanism can be ascribed to a diluted pyroclastic current. The deposits, found in a very few outcrops in the eastern sector of the volcano (E of Piedituoro and SE of Tuorocasale), are separated from the overlying deposits of the Galluccio formation (**GLU**) by a paleosol and lie on the pyroclastic rocks of the Teano group (**GE**). It corresponds to the “white trachytic tuff - WTT Cupa” of GIORDANO (1998b). The maximum thickness is 2 m.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is 322 ± 4.0 ka (GIANNETTI & DE CASA, 2000, recalculated in LEICHER *et alii*, 2023)

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Ulici (Ulici lithosome, **SUL**)

Compact, massive, dark gray lava containing clinopyroxene and alkali feldspar crystals and blackish, slightly vesicular scoriaceous inclusions in which microcrystals of clinopyroxene are visible. The lava is phonolitic in composition. These lavas, which lie on the pyroclastic deposits of the Teano group (**GE**), form a dome with a scoriaceous crust that partly outcrops in the adjacent Sheet No. 416 “Sessa Aurunca”. The maximum thickness observed in the outcrops is 6 m.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is 341.0 ± 1.9 ka

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

formazione di Campagnola (Campagnola formation, **GNL**)

Pyroclastic deposit defined as ash and lapilli tuff, consisting mainly of greyish-yellowish ash engulfing strongly altered pumice lapilli white-grayish to yellowish-orange in colour, rare dark gray analcimized leucite bearing scoriaceous lapilli and lithic lapilli of leucite lava. Loose leucite crystals, and to a lesser extent, sanidine and clinopyroxene crystals are embedded within the matrix. The deposit is generally massive but somewhere shows parallel bedding, bedforms and layers in which centimetre- to decimetre-sized juvenile or lithic fragments prevail (Tuoro di Tavola). In the lower part of the succession, there is a layer of fine ash that is free of clasts and white-yellowish in colour, with a maximum thickness of 50 cm. At some sites (Tora and Campagnola), the succession comprises several pyroclastic units, separated by a decimeter-thick basal ash layer from massive to weakly stratified. The degree of lithification of the deposit varies from medium

to high. The chemical composition of the juvenile fraction is phonolitic. A clast-supported deposit (volcanic breccia) containing decimetric polygenic lithic clasts, mostly made up of leucite lava (**GNL_a**), closes the successions of **GNL** in narrow areas of the Campagnola-Tuoro di Tavola region. The juvenile component is made difficult to distinguish by the intense alteration, the fine fraction is little and intensely argillified. The deposits of this formation correspond to those of the final stages of the “brown leucitic tuff” of LUHR & GIANNETTI (1987). They normally rest on the pyroclastic deposits of the Teano group (**GE**) and, at the top, sometimes pass into those of the Galluccio formation (**GLU**) through a paleosol. The maximum thickness is 80 m (2.5 m for **GNL_a**).

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is 344.69 ± 1.0 ka on a **GNL** unit at the base of **GNL_a**.
MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Monte Casi (Monte Casi lithosome, **LCI**)

Extremely fractured greenish-grey lava with a fine texture and microcrystals of clinopyroxene, visible to the naked eye. It forms a dome with a carapace consisting of strongly altered lava blocks ranging in size from decimetric to metric. It has a phonolitic composition. To the S of the outcrop area, the Strombolian scoria of the Masseria Scappucci lithosome (**UPI**) clearly rests on the lava. The maximum outcrop thickness is approximately 3 m.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is 404.1 ± 1.1 ka.
MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Taverna San Felice (Taverna San Felice lithosome, **DTF**)

Subvolcanic rock weakly to moderately porphyritic due to the presence of clinopyroxene phenocrysts which forms a dyke (**DTF_a**). This dyke is associated with metre-sized layers of lapilli and blocks of vesicular scoria containing microcrystalline leucite as well as ballistic blocks made up of carbonate lithics, lava, and dense scoria ranging in size from centimetres to decimetres, up to meters in the topmost part of the deposit (**DTF**). These latter products result from Strombolian explosive activity, for which the dyke acted as a feeding conduit. The dyke is hosted within *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**), as well as within breccias of the Ailano synthem (**AIL_{a3}**). It is exposed in a quarry at Taverna San Felice, reaching a maximum thickness of 30 m, while the associated pyroclastic deposits attain thicknesses of up to 15 m.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the dyke's lithofacies is 414.1 ± 4.7 ka.
MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Monte Lucno (Monte Lucno lithosome, **SUO**)

Compact dark gray lava bearing phenocrysts of clinopyroxene and leucite (Cascata delle Gomite), with columnar jointing. The lavas are associated with

metric banks of centimetre-sized reddish-brown scoriaceous lapilli, in which clinopyroxene crystals (**SUO_a**) are visible, emplaced by Strombolian activity. Tephriphonolitic-tephritic composition. N of Teano, the lava is intercalated with pyroclastic rocks from the Teano group (**GE**). The maximum thickness of the lava outcrops varies between 6 and 8 m, while that of the pyroclastic deposits is about 4 m.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Terracorpo (Terracorpo lithosome, **LCP**)

Pyroclastic deposits consisting of centimetric-sized vesicular blackish to reddish scoriaceous lapilli, containing clinopyroxene crystals and microcrystalline leucite. At the base of these deposits, which derive from Strombolian explosive activity, outcrops a dark gray compact lava, with clinopyroxene phenocrysts and microcrystalline leucite (**LCP_a**), attributable to the activity of the same eruptive vent. The composition is tephriphonolitic. The pyroclastic deposits, which pass through a paleosol to those of the Campagnola formation (**GNL**), reach a maximum thickness of 15 m, while the lava reaches a thickness of 4 m. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age on **LCP_a** is 477.0±1.7 ka.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

gruppo di Teano (Teano group, **GE**)

The succession comprises a complex sequence of deposits from multiple eruptive events, which cannot be individually mapped. These are mainly well-sorted pyroclastic deposits consisting of lapilli and, sometimes, angular pumice blocks, ranging in color from white to grayish, from aphyric to porphyritic due to the presence of analcimized leucite phenocrysts, and to a lesser extent, sanidine and biotite. Lithic lava lapilli are also present. These strata range in thickness from decimetric to several meters. These levels are somewhere associated or alternated to pyroclastic deposits made up of centimetric juvenile and lithic clasts (leucite lava) embedded in a coarse ash matrix. The thickness of these layers varies from a few decimeters to several meters. The depositional mechanism is fallout for the former and pyroclastic current deposits for the latter. These units are separated by paleosols and/or pedogenized horizons. Within these alternations, levels of lapilli and, more rarely, scoriaceous blocks without matrix are observed. These are associated with Strombolian activity from eccentric cones (*e.g.*, Ameglio, Campagnola). The maximum thickness is observed in the area N of Tora and Picilli and reaches up to 20 m.

In the SW sector of the Sheet (*e.g.*, Pugliano, Croce di Casale), as well as south of Marzano Appio (Tuorocasale), is recorded a pumice lapilli tuffs and ashes lithofacies made up of banks up to 20 m thick of white to yellowish ashes bearing variable amounts of juvenile pumice lapilli and lava lithics, poorly to well

lithified. They are generally massive but sometimes contain lenses or swarms of coarse pumice, or, more rarely, centimeter-sized lithic fragments. These deposits, attributable to one or more pyroclastic flow units (**GE_a**), are also found interbedded with fallout layers in cores from the Riardo Plain and at the base of carbonate slopes (*e.g.*, Selva Lunga and Colle Selva Piana) and partly correspond to the “brown leucitic tuff” of LUHR & GIANNETTI (1987).

The chemical composition of juvenile fragments is phonolitic to trachytic.

This group includes highly altered lava flows, sometimes with phenocrysts of analcimized leucite, found in limited outcrops in the central-western portion of the Sheet, mainly at the base of stream cuts (**GE_b**), which mostly are remnants of not clearly identifiable eccentric volcanic vents. The deposits of this group are intercalated with the lithosomes of Terracorpo (**LCP**), Monte Lucno (**SUO**) and Monte Casi (**LCI**).

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages range from 482.0 ± 1.6 ka for the **GE_b** lavas to 371.97 ± 0.57 ka for a fallout deposit from the upper part of the **GE** sequence.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

sintema di Alife (Alife synthem, **AFE**)

The Alife synthem includes deposits, around 200 m thick or thicker, filling the Presenzano, Riardo and Alife basins; in the Presenzano and Riardo basins, the deposits are interfingering with, and pass laterally into volcanic deposits. The synthem covers unconformably various pre-Quaternary units and the Ailano synthem (**AIL**); in the subsurface, the lower surface cannot be reconstructed; the upper surface is incised up to ca. 40 m by the drainage net, and younger units either are inset in, or cover, the terraces. The Alife synthem includes sands and silts partly pyroclastic in nature, and clays, with pumice layers and, in the subsurface, peat layers, of lacustrine environment (**e₂**); in the subsurface of the Alife basin, the lake deposits are interfingering with lenses and bodies up to 50 m thick of travertine (**f₁**) consisting of phytoclastic-phytothermal calcareous tufas associated with compact micritic limestone. The lake deposits occupy the surface and subsurface of the central parts of the basins. Towards the basins' boundaries, they are interfingering with and pass laterally into coarse-grained, massive breccia with pyroclastic lenses (scree deposits, **a₃**) and alluvial deposits (**b**). The alluvial deposits, in the area surrounding the volcano, are made up of sands with lenses and levels of pebbles mainly composed of lava, of fluvial-torrential environment; towards the toes of the carbonate ridges, the alluvial deposits consist of clinostratified conglomerate and gravels, well to sub-rounded, with sandy matrix and lenses of sand, of alluvial fan environment.

Tephrostratigraphical correlations, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U/Th dating allow assigning to the Alife synthem an age < 500 ka; the top of the unit is diachronous and could reach the base of the Upper Pleistocene.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.* - UPPER PLEISTOCENE ? *p.p.*

litosoma di Monte Canneto (Monte Canneto lithosome, **NCT**)

Fractured, deeply altered and esfoliated lava blocks, dark to pale gray-yellowish in colour, which make up a dome with a quite well preserved morphology. The lava, with a fine grained texture, contains microphenocrystals of alkali-feldspar and minor clinopyroxene and biotite. Phonolitic composition. In the area W of Casamostra, these deposits lie beneath the lavas of the San Giuliano di Teano formation (**GUT**). The maximum thickness in the outcrops is 3 m. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is 605.6 ± 1.4 ka.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

litosoma di Presenzano (Presenzano lithosome, **RSZ**)

Porphyritic lavas with leucite and clinopyroxene phenocrysts, forming a lava flow on the slopes of Mount Cesima. The flow was fed by one or more eruptive fractures approximately 500 metres long, oriented E-W along the southeastern flank of Mount Cesima. The composition is phonolitic. The observable portion of the feeding dyke, located near the Presenzano castle, cuts through breccia deposits (**AIL_{a3}**). The maximum thickness exposed at outcrop scale is 15 m.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is 612.2 ± 3.2 ka.

MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

sintema di Ailano (Ailano synthem, **AIL**)

The Ailano synthem covers unconformably the Mesozoic carbonates and Alta-villa group (**AL**); the erosional upper surface either coincides with the topographic surface or is covered by younger sediments or volcanic units, *e.g.*, Presenzano lithosome (**RSZ**) and Teano group (**GE**). The deposits, which are displaced by faults and raised up to ca. 100 m above the modern local base level, predate the formation of the Alife, Presenzano e Riardo basins. The synthem includes deposits with various facies: breccia composed of carbonate clasts with variable degree of rounding and carbonate matrix (scree deposits, **a₃**); massive to crudely stratified, locally amalgamated, pebble-to-cobble conglomerate composed of carbonate clasts, attributed to debris flow processes (torrential deposits, **i**); alluvial deposits (**b**) consisting of well-bedded conglomerate composed of carbonate clasts (gravels to blocks in size) with variable degree of rounding and carbonate matrix, of alluvial fan environment, and fluvial deposits consisting of gravels with carbonate clasts, from well-rounded to subrounded, alternated with layers of sands and silts. Lacustrine facies deposits (**e**) are made up of thinly layered grey clay with organic matter (vegetable fossils) and rare gravel layers, passing upwards to thinly layered silts and clays, whitish and brown in colour; these deposits pass upwards to sandy deposits of low-energy alluvial environment, which testify to the filling of the lake basin. Travertine (**f₁**) consists of broadly stratified calcareous tufa with phytoclastic facies, locally micritic thin beds, with layers of calcareous sand.

The Ailano synthem, based on its stratigraphical relationships with volcanic units and U/Th measurements on the travertine, is related to the early Middle Pleistocene; a late Lower Pleistocene age cannot be excluded for the lower part of the synthem.

LOWER PLEISTOCENE ? *p.p.* - MIDDLE PLEISTOCENE *p.p.*

SYNOROGENIC NEOGENE UNITS

gruppo di Altavilla (Altavilla group, **AL**)

Massive yellowish sandstones and sands interbedded with silty clays and yellowish-gray marls, locally with flat horizontal laminae, in medium and thin layers. Alternating massive grayish mudstones in medium and thick layers and yellowish-gray sandstones in medium and thin layers. Occasional presence of millimeter-sized gypsum crystals. Lower boundary by angular unconformity on various formations of the Monte Maggiore-Monte Cesima-Monti del Matese tectonic unit. Upper stratigraphic boundary unconformable with other Quaternary units. The depositional environment is coastal marine, compatible with a submerged beach up to the edge of the continental shelf, but, locally, “*lago-mare*” facies occur. Estimated thickness of approximately 150 m.

upper MESSINIAN - ZANCLEAN *p.p.*

arenarie di Caiazzo (Caiazzo sandstone, **AIZ**)

Coarse-grained quartz-feldspathic sandstones, gray in color, and, secondarily, quartz-lithic sandstones, grayish-brown in color (yellowish-brown upon alteration). Intervals of microconglomerates and polygenic conglomerates, well-rounded and with a sandy-pelitic matrix. The sandstones are generally massive, poorly cemented, and have an abundant clayey matrix. (**av**): olistostromes of clays, marly clays, and reddish, greenish, and multi-colored marls with clasts of compact limestones (grayish calcilutites and calcarenites); (**ac**): olistoliths and olistostromes often with a chaotic assemblage, consisting of various extrabasinal lithotypes, including sandstones, calcilutites, and calcarenites, also with chert and siliciferous marls and marly limestones. The matrix often consists of reddish-brown clays. (**ds**): Triassic dolomite olistoliths (**DBS**) and Jurassic limestones (**CPL**). Marine slope to basin environment. Unconformable lower stratigraphic boundary on several formations of the Mt. Maggiore-Mt. Cesima-Matese Mts. tectonic unit. Upper boundary not outcropping. Estimated thickness: at least 150 m.

upper TORTONIAN - lower MESSINIAN

MT. MAGGIORE- MT. CESIMA- MATESE MTS. TECTONIC UNIT

formazione di Longano (Longano formation, **LNG**)

Calcareous marls, marly limestones, and grayish and hazelnut-colored calcarenites, with abundant planktonic foraminifera, including *Orbulina* sp. Massive yellowish calcarenites, up to a few decimeters thick, partially recrystallized, and sometimes thinly stratified. The lower boundary is stratigraphically in contact with the Monte Crivari formation (**RIV**) and the Cusano formation (**CUS**). The upper boundary is angularly unconformable with the Caiazzo sandstones (**AIZ**). Hemipelagic depositional environment with sporadic turbiditic processes, in an area of the continental slope. Estimated thickness of approximately 50 m. SERRAVALIAN p.p. - middle TORTONIAN (from literature)

formazione di Monte Crivari (Mount Crivari formation, **RIV**)

Poorly stratified calcirudites, in metric and decametric layers, locally with an evident erosive base. The clasts are sub-rounded and sharp-edged, ranging in size from centimeters to several cubic meters, originating predominantly from requienids and gastropod limestones (**CRQ**) and biolithoclastic limestones with rudists (**CBI**), and rarely from calcarenites with alveolins and nummulitids (**AEN**), with fragments of lithothamnia, ostreids, bryozoans, and pectinids, immersed in a sparse silty-marly matrix.

Thin layers of turbiditic marls are found interbedded within them. The sedimentary environment is attributable to a carbonate platform escarpment-margin area. The upper boundary is a paraconformity with **LNG** while an angular unconformity marks the boundary with **AIZ**, occasionally also marked by erosional surfaces and hardground. The lower boundary is not observable. The thickness reaches up to 50 m.

BURDIGALIAN - SERRAVALIAN *p.p.*

formazione di Cusano (Cusano formation, **CUS**)

Whitish bioclastic calcirudites and calcarenites, in layers from a few decimeters to over a meter thick, with lithothamnia, ostreids, bryozoans, pectinids, echinoids, corals, and foraminifera. Circalittoral environment, open carbonate ramp. Upper stratigraphic boundary with **LNG** and angular unconformable with **AIZ**. The lower boundary is paraconformable on the Trentinara formation (**TRN**) and radiolitids limestones (**RDT**) and is marked by lithophagous activity and sedimentary dykes. Estimated thickness up to a maximum of 100 m.

BURDIGALIAN - SERRAVALIAN *p.p.*

calcareniti con alveolinidi e nummulitidi (alveolinids and nummulitids calcarenite, **AEN**)

Whitish calcarenites and carbonate breccias, in layers a few decimeters thick, with alveolins, nummulitids, and amphistegines. The depositional environment corresponds to carbonate escarpment. The upper and lower limits do not outcrop. The estimated thickness at the outcrop is about ten meters.

EOCENE *p.p.*

formazione di Trentinara (Trentinara formation, **TRN**)

Limestones and nodular marly limestones, gray and tan in color, thinly layered. Spirolina calcilutites and alveoline calcarenites and nummulites. Lower boundary unconformable with radiolitids limestones (**RDT**), upper boundary unconformable with Cusano formation (**CUS**). Inner carbonate platform environment with poor seawater circulation. The thickness at the outcrop is several meters.

YPRESIAN

calcari bio-litoclastici con rudiste (bio-lithoclastic limestone with rudists, **CBI**)

Light gray to whitish calcarenites and calcirudites, in layers 30 to 70 cm thick, bioclastic with fragments of rudists (radiolitids and hippuritids), ostreids, and other bivalves. These deposits often have a characteristic saccharoidal appearance ("white pseudosaccharoid limestones" or "crystalline limestones" *Auctt.*). Occasionally, intercalations of bioclastic calcarenites and calcirudites with isooriented and flowable elements are found in layers no thicker than 30 cm. At various elevations, lenticular breccias occur in layers of variable thickness up to about 1 m with sub-rounded to angular lithoclasts ranging in size from a few centimeters to a maximum of 30 cm from the underlying Cretaceous successions. Carbonate platform margin environment, characterized by different types of sediment transport and reworking. Upper and lower stratigraphic boundaries do not outcrop. Thickness is no less than 150 m.

CAMPANIAN *p.p.* - MAASTRICHTIAN

calcari a radiolitidi (limestone with radiolitids, **RDT**)

Dark gray limestones, subordinately dolomites and dolomitic limestones, composed of calcarenites and calcilutites, locally calcirudites, in medium to thick layers and banks with a clear, sometimes erosive base. The most common macrofossils are rudists, predominantly radiolitids and hippuritids. Corals, gastropods, echinoderm fragments, and radioles are also present. The microfauna consists of ostracods, miliolids, and spherical and cylindrical thaumatoporellae. The environment is a narrow, evolving, open-ramp platform with high energy. Outcrop thickness of the **RDT** can exceed 600 m. The lower limit is conformable with the alveolinids limestone and laminated dolostone member (**CRQ₄**) and the bauxite

level (**bx**), while the upper limit is paraconcordant with the **CUS**, and at Monte Maro with the **TRN**.

TURONIAN ? - CAMPANIAN *p.p.*

calcari con requienie e gasteropodi (limestone with requienids and gastropods **CRQ**)

Whitish and gray oolitic and pseudoolitic limestones with interbedded dolomitic crusts and cryptoalgal loferites alternated with dasidaclal and miliolid calcilutites, bioclastic calcarenites, and mud- or granular-supported calcirudites with requienids and gastropods, with frequent polychrome intraclasts. In the lower section, gray calcilutites and calcarenites predominate, in thin to medium layers, alternating with frequent gastropod layers and calcilutites with dissolution cavities. In the middle section, dolomitic and loferitic limestones are common, alternating with light gray peloidal and/or bioclastic calcarenites and calcilutites with large miliolids. The upper section is dominated by bioclastic limestones and layers of laminated dolomites interbedded with residual clays and bauxite layers. Macrofossils include *Nerinea* sp. and *Caprina douvillei*. Its lower stratigraphic boundary alternates Cladocoropsis and Clypeina limestone (**CCM**), while the upper boundary is paraconformable with **RDT**. The platform environment ranges from peritidal to more or less open lagoonal, marginal in places with episodes of subaerial exposure. The overall thickness is approximately 600 m.

Two members have been identified within the formation (the fibrous-radial oolite limestone member, **CRQ₁**, and the alveolinids limestone and laminated dolostone member, **CRQ₄**) and, where present, a lithostratigraphic horizon characterized by bauxitic deposits (bauxitic layer, **bx**).

TITHONIAN *p.p.* - TURONIAN *p.p.*

membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (limestone with alveolinids and laminate dolomite member, **CRQ₄**)

Tan-colored peloidal calcilutites in medium to thick layers, alternating with hazelnut-colored bioclastic calcarenites bearing alveolinids, sometimes with black clasts and small chert nodules. The base of the unit is characterized by laminated calcilutites and calcarenites. Toward the top, layers of grayish and yellowish dolomite are present with stromatolitic bands. Ostreids are found at different stratigraphic levels. This member is heteropic with the bauxite layer (**bx**). The upper limit is paraconformable with the **RDT**. It is an internal platform environment. The thickness at the outcrop varies, exceeding 100 m.

ALBIAN *p.p.* - TURONIAN *p.p.*

livello bauxitico (bauxite level, **bx**)

Bauxitic deposits consisting of reddish silt and, at times, large pockets of bright red clayey sediment, stratiform or lentiform, generally well lithified, in

places passing laterally to calcareous breccias with reddish and yellowish cement. It crops out in discontinuous horizons mainly along the ridge of Mount Maggiore, west of Baia and Latina, Dragoni, north of Formicola, and southeast of Liberi. The lithological characteristics reveal an internal platform environment subject to periodic emersion. The bauxitic layer is heteropic with **CRQ₄**, exhibiting an erosional contact with **CRQ** below, while it transitions upward to **RDT** via a paraconformity boundary. Variable thickness up to 2 meters.

ALBIAN *p.p.* - TURORIAN *p.p.*

membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate (limestone with fibrous-radial oolite member, **CRQ₁**)

Limestone, dolomitic limestone, and gray dolomite, in medium to thick layers. Presence of calcarenites with fibrous-rayed oolites, dasycladal calcilitutes, and stromatolitic laminites. Gastropod macrofauna, including nerineas and bivalves. Outcrops exclusively north of Presenzano (I Piloni). Internal platform environment with episodes of greater energy. This member is partially heteropic with the lower part of the **CRQ** and alternates with the underlying Cladocoropsis and Clypeina Limestones (**CCM**). Variable thickness up to a maximum of 100 m. TITONIAN *p.p.* - BERRASIAN/VALANGINIAN

calcari con Cladocoropsis e Clypeina (limestone with Cladocoropsis and Clypeina, **CCM**)

Gray and dark gray limestones in medium to thick layers, sometimes in beds, interbedded with oncoid and intraclast calcirudites and locally with oolitic calcarenites. Also present are whitish saccharoidal and occasionally floury dolostones, limestones that are sometimes partially dolomitized, and limestones, generally gray in color, varying between light and dark. The most common macrofossils are nerineid gastropods and *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. Microfossils consist of dasycladal algae, valvulinids, textularids, and rare miliolids. Internal shelf environment with sporadic high-energy episodes. The lower boundary is concordant with the oolitic and oncolitic limestone (**CDO**), while the upper boundary alternates with the **CRQ** Formation. The thickness is approximately 350 m.

CALLOVIAN *p.p.* - TITHONIAN *p.p.*

calcari oolitici ad oncolitici (oolitic and oncolitic limestone, **CDO**)

White oolitic limestones and detrital and pseudoolitic limestones, brownish gray and hazelnut in color, interbedded with yellowish gray dolomite, in layers 30 to 100 cm thick. Gastropod-rich levels are occasionally found. Oolitic calcarenites are present in the lower section. Whitish saccharoidal and occasionally floury dolomites, limestones that are sometimes partially dolomitized, and limestones, generally light to dark gray in color. Macrofossils are generally represented by

nerineid gastropods and corals. The environment is an external platform evolving upward to an internal platform or ramp. The lower boundary is concordant with the **CPL**, the upper boundary is concordant with the **CCM**. The thickness varies between 150 and 350 m.

lower TOARCIAN *p.p.* - CALLOVIAN *p.p.*

calcari a Palaeodasycladus (limestone with *Palaeodasycladus*, **CPL**)

Dark gray and hazelnut-colored limestones and calcilutes, bioclastic, sometimes peloidal and oncolytic, with rare dolomite interbeds, in layers 30 to 70 cm thick. The most abundant macrofossils are gastropods and lamellibranchs. Toward the uppermost layer, microfossils become increasingly abundant and diverse. *Dasycladal* algae predominate. Large lamellibranch shells from the “*Lithiotis* facies” Auctt. Internal carbonate platform environment. The lower boundary is gradual with the **DBS**, while the upper boundary is concordant with the **CDO**. The outcrop thickness varies between 250 and 350 m.

HETTANGIAN - lower TOARCIAN *p.p.*

dolomia superiore (upper dolostone, **DBS**)

Thinly stratified crystalline dolostones, in places with a clear cryptoalgal texture. Massive beds 1-2 m thick are present locally. Desiccation structures and bird-eye cavities are visible. The lower limit is not outcropping. They transition upward to the **CPL** unit through a gradual increase in the limestone fraction at the expense of the dolomitic fraction. Internal shelf environment. The maximum thickness at the outcrop is approximately 700 m.

NORIAN - RHAETIAN

APPENDICE

L'Appendice riporta una tabella relativa alle analisi geochimiche per una selezione rappresentativa di campioni, con la concentrazione degli ossidi maggiori e di alcuni elementi in tracce e i valori della perdita in peso per calcinazione.

Per ciascun campione è indicata la tipologia di deposito (lava, dicco, juvenile o litico estratto dai depositi piroclastici), il periodo di attività di appartenenza (pre-GNL, GNL, post-GNL, WT e post-WT - vedi. Titolo IX) ed il gruppo petrografico di appartenenza (con leucite, HKS o senza leucite, SHO).

CAMPIONE	SA116	SA134 bis	SA114a	SA115
tipologia	lava	lava	lava	lava
periodo	post-WT	post-WT	post-WT	post-WT
gruppo	HKS	HKS	SHO	SHO
SiO ₂	52,11	51,74	53,74	58,87
TiO ₂	0,83	0,75	0,75	0,53
Al ₂ O ₃	19,31	17,97	19,20	18,48
Fe ₂ O ₃ tot	7,70	7,32	8,15	5,15
MnO	0,14	0,13	0,15	0,15
MgO	2,95	4,06	2,51	1,32
CaO	8,97	9,04	6,99	4,92
Na ₂ O	5,99	2,71	2,82	3,63
K ₂ O	1,10	5,39	5,11	6,51
P ₂ O ₅	0,52	0,56	0,34	0,20
LOI	1,98	0,25	1,05	0,59
Sc	19	17	17	9
V	231	195	206	90
Cr	119	110	2	<LLD
Co	21	19	12	4
Ni	60	62	6	3
Cu	24	35	19	7
Zn	67	65	96	87
Ga	18	19	20	20
Rb	596	175	193	231
Sr	1246	1240	935	991
Y	34	41	35	39
Zr	203	207	205	280
Nb	9	15	15	18
Ba	1116	1072	677	643

<LLD = concentrazione inferiore al limite di rilevabilità strumentale

CAMPIONE	SA144	SA148	SA152	SA117b	SA124	SA41	S2 14.7	SA105f	SA106f	SA28	SA29	SA129
tipologia	lava	lava	lava	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile	litico	litico	juvenile	juvenile	juvenile
periodo	post-WT	post-WT	post-WT	post-WT	post-WT	post-WT	post-WT	post-WT	post-WT	WT	WT	WT
gruppo	SHO	SHO	SHO	HKS	HKS	SHO	SHO	SHO	SHO	SHO	SHO	SHO
SiO ₂	55,21	57,94	53,08	48,53	51,59	68,42	63,00	56,39	56,33	61,60	62,16	64,79
TiO ₂	0,70	0,60	0,82	1,03	0,84	0,22	0,43	0,67	0,61	0,45	0,45	0,27
Al ₂ O ₃	18,19	17,92	20,99	16,19	17,69	16,49	17,62	18,24	19,43	18,87	18,44	17,49
Fe ₂ O ₃ tot	7,84	6,45	8,98	10,24	8,56	1,99	3,58	6,47	5,49	3,57	3,38	2,35
MnO	0,17	0,15	0,17	0,17	0,16	0,17	0,18	0,14	0,13	0,15	0,15	0,21
MgO	2,27	1,53	2,37	5,79	4,54	0,18	0,93	2,51	2,56	0,68	0,69	0,26
CaO	7,33	5,81	5,47	12,09	8,76	1,18	3,00	6,28	5,41	3,23	3,09	1,44
Na ₂ O	2,78	3,18	2,37	3,13	5,25	4,25	3,36	3,19	2,96	2,82	2,88	4,30
K ₂ O	4,89	5,85	5,20	2,26	1,83	6,55	7,22	5,49	6,40	7,92	8,09	8,05
P ₂ O ₅	0,37	0,30	0,31	0,27	0,43	0,02	0,08	0,29	0,31	0,07	0,06	0,02
LOI	0,33	0,45	2,63	1,25	2,78	4,51	4,01	0,68	1,05	5,68	5,18	4,45
Sc	9	8	9	31	30	4	6	13	11	4	5	3
V	192	143	223	261	256	7	52	145	162	67	67	19
Cr	3	4	4	124	52	<LLD	<LLD	12	19	<LLD	<LLD	<LLD
Co	12	8	10	29	20	11	3	18	19	3	2	<LLD
Ni	14	3	13	65	44	9	11	18	11	6	7	4
Cu	21	12	17	115	61	9	11	25	10	9	7	6
Zn	85	82	96	88	85	72	123	69	63	87	85	113
Ga	20	21	21	18	19	23	20	18	19	20	20	26
Rb	188	216	194	286	189	446	288	234	259	330	332	563
Sr	1032	1019	620	1084	1418	86	895	1082	975	1045	1025	119
Y	39	42	40	30	46	41	45	33	35	48	48	44
Zr	201	259	217	176	237	454	342	212	219	324	315	626
Nb	15	18	16	7	15	34	24	15	16	23	20	30
Ba	711	738	834	808	1010	62	900	794	830	573	580	93

<LLD = concentrazione inferiore al limite di rilevabilità strumentale

CAMPIONE	SA4	MCN1	PR1	PR11	SA5	SA6	SA8	SA56	SA65bis	SA68	SA101	SA102
tipologia	lava	lava	dicco	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava
periodo	post-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL
gruppo	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS
SiO ₂	56,43	60,89	48,99	48,24	55,54	50,32	51,31	59,46	49,77	54,75	55,20	53,21
TiO ₂	0,28	0,20	0,80	0,87	0,51	0,81	0,62	0,39	0,75	0,69	0,58	0,65
Al ₂ O ₃	19,53	20,67	17,72	17,74	20,07	18,50	19,51	22,14	18,96	21,03	19,01	18,84
Fe ₂ O ₃ tot	3,17	1,89	8,21	8,72	4,41	8,29	6,52	2,67	7,71	7,34	5,64	6,75
MnO	0,17	0,13	0,16	0,14	0,15	0,15	0,14	0,17	0,14	0,15	0,15	0,15
MgO	1,45	0,15	3,25	3,37	1,10	3,09	1,65	0,18	2,47	1,60	1,34	2,08
CaO	3,64	2,38	10,45	9,15	4,52	8,59	7,25	2,21	7,64	6,03	4,66	6,28
Na ₂ O	7,40	2,72	2,59	2,20	3,31	2,91	2,40	3,25	2,80	5,96	3,67	3,45
K ₂ O	6,83	10,69	6,64	8,34	9,62	6,40	9,65	9,15	8,74	1,65	8,93	7,81
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,47	0,50	0,16	0,39	0,35	0,04	0,39	0,36	0,26	0,26
LOI	0,87	2,62	0,51	0,39	1,41	0,23	0,54	3,68	1,05	4,62	0,55	0,36
Sc	13	2	22	15	5	15	6	4	2	4	5	1
V	67	14	287	267	137	266	226	40	244	188	121	176
Cr	76	<LLD	80	35	6	12	<LLD	<LLD	8	<LLD	<LLD	<LLD
Co	9	1	32	26	13	26	12	4	23	12	11	19
Ni	21	3	40	29	12	20	12	5	14	11	5	13
Cu	22	2	53	29	15	50	16	4	41	25	10	28
Zn	108	82	4	83	81	80	72	99	98	93	91	88
Ga	29	28	17	20	21	19	19	24	18	22	19	20
Rb	675	1196	294	553	482	364	662	1024	516	1401	496	445
Sr	364	422	2122	2633	2124	1539	2363	1151	2196	1471	1383	1396
Y	27	44	35	33	39	33	29	58	30	36	32	31
Zr	735	725	218	328	380	222	254	547	242	245	251	218
Nb	34	23	9	10	19	9	5	23	12	2	16	14
Ba	230	53	1560	1645	1547	1120	1481	265	1346	920	1001	848

<LLD = concentrazione inferiore al limite di rilevabilità strumentale

segue

CAMPIONE	SA102	SA103	SA119	SA130	SA132	SA149	SA200	SA104	PR2	PR3	PR4	PR5
tipologia	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile
periodo	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL
gruppo	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	SHO	HKS	HKS	HKS	HKS
SiO ₂	53,21	59,37	60,33	46,42	53,70	47,22	56,00	59,84	45,75	48,79	48,87	48,56
TiO ₂	0,65	0,28	0,22	0,98	0,61	1,00	0,50	0,27	0,81	0,84	0,83	0,85
Al ₂ O ₃	18,84	19,89	21,45	17,14	19,84	16,84	20,10	19,86	16,72	17,20	18,66	17,59
Fe ₂ O ₃ tot	6,75	2,19	2,22	9,64	6,19	9,59	4,37	2,03	8,27	8,63	8,22	8,65
MnO	0,15	0,15	0,15	0,16	0,17	0,16	0,11	0,14	0,16	0,17	0,16	0,17
MgO	2,08	0,14	0,07	5,03	1,66	4,73	1,34	0,10	4,59	3,39	3,10	3,42
CaO	6,28	2,18	2,11	11,95	6,34	11,79	4,20	1,85	14,87	11,27	10,77	10,91
Na ₂ O	3,45	5,52	2,96	1,46	2,75	1,73	3,65	5,15	1,63	2,02	1,68	1,96
K ₂ O	7,81	9,61	10,19	6,27	8,13	6,01	9,23	10,09	5,88	6,57	6,66	6,81
P ₂ O ₅	0,26	0,01	0,04	0,55	0,25	0,54	0,15	0,02	0,47	0,44	0,49	0,43
LOI	0,36	0,84	2,29	0,66	1,36	1,23	0,75	0,70	1,79	1,22	1,24	0,99
Sc	1	4	<LLD	23	12	19	4	<LLD	19	22	21	14
V	176	48	17	295	159	300	114	37	275	298	264	300
Cr	<LLD	<LLD	<LLD	77	5	77	8	<LLD	57	52	47	53
Co	19	1	<LLD	30	11	29	6	1	30	29	34	30
Ni	13	3	6	51	10	44	13	2	38	39	40	39
Cu	28	4	4	76	15	87	28	5	58	65	<LLD	64
Zn	88	99	96	76	87	86	65	86	1	95	85	87
Ga	20	25	30	17	19	18	18	25	18	18	18	17
Rb	445	513	1195	389	445	391	498	525	271	330	474	346
Sr	1396	156	368	1542	1562	1660	1507	148	1757	2164	2159	2202
Y	31	39	42	34	31	37	27	36	36	37	34	37
Zr	218	574	762	209	247	223	251	564	231	222	221	224
Nb	14	27	24	7	16	8	17	27	6	8	5	8
Ba	848	29	66	1064	849	1016	866	16	1276	1415	1624	1577

<LLD = concentrazione inferiore al limite di rilevabilità strumentale

CAMPIONE	SA46	SA106b	SA131	SA140a	SA140b	SA166b	SA168	SA169b	SA170b	SA139	PP-PR
tipologia	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile	juvenile
periodo	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL	pre-GNL
gruppo	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	HKS	SHO	SHO
SiO ₂	59,69	59,35	46,62	60,07	57,51	50,17	52,98	51,97	50,95	63,85	61,01
TiO ₂	0,47	0,33	1,04	0,43	0,58	0,98	0,86	0,83	0,95	0,40	0,39
Al ₂ O ₃	19,91	19,68	16,39	19,07	18,76	17,29	16,97	16,75	17,24	20,42	21,54
Fe ₂ O ₃ tot	3,49	2,57	9,98	3,17	5,09	9,29	8,61	8,62	9,68	2,88	2,90
MnO	0,15	0,17	0,17	0,12	0,13	0,16	0,16	0,16	0,16	0,18	0,16
MgO	0,60	0,42	5,98	0,50	1,45	4,37	3,60	4,21	4,66	0,26	0,23
CaO	3,19	2,53	11,44	2,84	4,62	9,85	8,91	9,90	10,26	2,01	2,15
Na ₂ O	5,89	4,29	1,78	3,30	2,97	2,04	1,04	2,84	3,00	2,16	3,11
K ₂ O	6,32	9,58	5,80	10,22	8,37	4,99	6,17	3,90	2,31	7,64	7,87
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,39	0,04	0,16	0,41	0,34	0,38	0,35	0,04	0,03
LOI	4,66	5,71	1,10	5,58	5,21	3,36	5,85	4,28	4,41	7,97	4,90
Sc	2	2	28	5	10	17	21	20	<LLD	6	1
V	77	43	314	71	116	258	181	228	247	2	15
Cr	<LLD	<LLD	76	<LLD	3	62	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD
Co	3	<LLD	27	5	11	18	20	22	18	<LLD	2
Ni	5	8	52	4	10	35	40	55	44	4	6
Cu	7	8	87	7	9	45	43	39	39	4	10
Zn	94	116	83	82	83	96	90	89	99	98	117
Ga	25	26	18	22	21	20	20	20	20	23	24
Rb	674	548	339	576	501	363	465	505	398	439	497
Sr	640	226	1635	843	1519	2004	1242	1840	1877	250	267
Y	42	45	36	34	31	40	37	33	36	46	46
Zr	525	580	223	440	341	261	303	274	254	510	540
Nb	34	28	8	23	18	11	13	12	10	27	27
Ba	268	43	1118	231	1041	1203	1036	1042	1056	151	635

<LLD = concentrazione inferiore al limite di rilevabilità strumentale

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., ANGELUCCI A. & SIRNA G. (1967) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia Fogli n. 159 e 160 - Frosinone e Cassino*. Serv. Geol. d'Italia, Roma, 77 pp.
- ACCORDI B. (a cura di) (1975) - *Studio geologico per il progetto esecutivo della Centrale di Presenzano (Caserta)*. ENEL, Centro Progettazione e Costruzione Idraulica ed Elettrica di Napoli, Roma.
- ALESSANDRI L., CARDELLO G.L., ATTEMA P.A.J., BAIOCCHI V., DE ANGELIS F., DEL PIZZO S., DI CIACCIO F., FIORILLO A., GATTA M., MONTI F., ONORI M., ROLFO M.F., ROMBONI M., SOTTILI, G. & TROISI S. (2021) - *Reconstructing the Late Pleistocene-Anthropocene interaction between the neotectonic and archaeological landscape evolution in the Apennines (La Sassa cave, Italy)*. Quat. Sci. Rev., **265**: 107067.
- ALLARD J.L., HUGHES P.D. & WOODWARD J.C. (2021) - *A radiometric dating revolution and the Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains*. Earth Sci. Rev., **223**: 103844.
- ALLOCCA V. & CELICO P. (2008) - *Acque Minerali Naturali della Campania*. Regione Campania, Settore Cave Acque Minerali e Termali, 1-45. Grafica Sud S.r.l.
- ALLOCCA V., CELICO F., CELICO P., DE VITA P., FABBROCINO S., MATTIA C., MONACELLI G., MUSILLI I., PISCOPO V., SCALISE A. R., SUMMA G. & TRANFAGLIA G. (2007) - *Note illustrative della Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 211 pp. ISBN 88-448-0215-5.
- AMATO V., AUCELLI P.P.C., CESARANO M., JICHA B., LEBRETON V., ORAIN R., PAPPONE G., PETROSINO P. & RUSSO ERMOLLI, E. (2014) - *Quaternary evolution of the largest intermountain basin of the Molise Apennine (central-southern Italy)*. Rend. Lincei Sci. Fis. Nat., **25**(2): 197-216.
- AMORE O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO TADDEI E. (1988) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centromeridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 621-625.
- APPLETON, J.D. (1972) - *Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman Region, Italy*. J. Petrol., **13**: 425-456.
- AREVALO-CARRETERO P., BURRI C. & WEIBEL M. (1962) - *Zur Petrochemie des Roccamonfina Vulkans (Prov. Caserta, Italien)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **42**: 237-268.
- ASCIONE A., CIARCIA S., DI DONATO V., MAZZOLI S. & VITALE S. (2012) - *The Pliocene-Quaternary wedge-top basins of southern Italy: an expression of propagating lateral slab tear beneath the Apennines*. Basin Res., **24**: 456-474.
- ASCIONE A., CIOTOLI G., BIGI S., BUSCHER J., MAZZOLI S., RUGGIERO L., SCIARRA A., TARTARELLO M.C., & VALENTE E. (2018) - *Assessing mantle vs. crustal sources for non-volcanic degassing along fault zones in the actively extending southern Apennines mountain belt (Italy)*. Geol. Soc. Am. Bull., **130** (9-10): 1697-1722.
- ASCIONE A., MAZZOLI S., PETROSINO P. & VALENTE E. (2013) - *A decoupled kinematic model for active normal faults: Insights from the 1980, $m_s = 6.9$ Irpinia earthquake, southern Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **125**: 1239-1259.
- AZE T., EZARD T.H.G., PURVIS A., COXALL H.K., STEWART D.R.M., WADE B.S. & PEARSON P.N.P. (2011) - *A phylogeny of Cenozoic macroperforate planktonic foraminifera from fossil data*. Biol. Rev., **86**: 900-927.
- BAKKER J.P. & LE HEUX J.W.N. (1952) - *A remarkable new geomorphological law*. Koninkl. Nederl. Ak. Watenhappen. Amsterdam, **55**: 399-410.
- BALLINI A., BARBERI F., LAURENZI M.A., MEZZETTI F. & VILLA I.M. (1989) - *Nuovi dati sulla stratigrafia del vulcano di Roccamonfina*. Boll. GNV, **5**: 533-555.
- BARBIER E., BURGASSI P.D., CALAMAI A., CATALDI R. & CERON P. (1970) - *Relationships of geothermal conditions to structural and hydrogeological features in the Roccamonfina region (Northern Campania, Italy)*. Geothermics, **2**(1): 603-610.
- 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**, 199-205, Napoli.
- BARCHI M., AMATO A., CIPPITELLI G., MERLINI S. & MONTONE P. (2007) - *Extensional tectonics and seismicity in the axial zone of the Southern Apennines*. It. J. Geosci., **7**: 47-56.

- BENEDE E. (1949) - *Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare e insulare*. Boll. Soc. Geol. Ital., **68**, 80 pp., 1 tav., Roma.
- BERGOMI C., CATENACCI V., CESTARI G., MANFREDINI M. & MANGANELLI V. (1969) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio n. 171 Gaeta e vulcano di Roccamonfina*. Serv. Geol. d'Italia, Ercolano, 140 pp.
- BERGOMI C., MANGANELLI V. & SCARSELLA F. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio n. 172 Caserta e vulcano di Roccamonfina*. Serv. Geol. d'Italia, Roma, 123 pp.
- BIENIAWSKI Z.T. (1989) - *Engineering Rock Mass Classifications*. Wiley, New York. 251 pp.
- BONARDI G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., SGROSSO I. & TORRE M. (2009) - *Carta delle principali Unità Cinematiche dell'Appennino Meridionale*. Nota illustrativa. Ital. J. Geosci., **128**: 47-60 (scala 1:250.000, 1 carta allegata).
- BONCIO P., AUCIELLO E., AMATO V., AUCELLI P., PETROSINO P., TANGARI A. C. & JICHA B. R. (2022) - *Late Quaternary faulting in the southern Matese (Italy): implications for earthquake potential and slip rate variability in the southern Apennines*. Solid Earth, **13**: 553-582.
- BONCIO P., DICHIARANTE A.M., AUCIELLO E., SAROLI M. & STOPPA F. (2016) - *Normal faulting along the western side of the Matese Mountains: Implications for active tectonics in the Central Apennines (Italy)*. J. Struct. Geol., **82**: 16-36.
- BONI M., ROLLINSON G., MONDILLO N., BALASSONE G. & SANTORO L. (2013) - *Quantitative Mineralogical Characterization of Karst Bauxite Deposits in the Southern Apennines, Italy*. Econom. Geol., **108**(4): 813-833.
- BOSI V. & GIORDANO G. (1997) - *Stress field evolution in central Italy during middle-late Pleistocene: New information from southern Latium*. Il Quaternario, **10**(2): 631-636.
- BOTTARI C., FERRANTI L., DI MAIO R., FRISSETTI A., DE PAOLA C., LA MANNA M., PIEGARI E. & MARAZZI F. (2020) - *The 847 CE earthquake in central-southern Italy: New hints from archaeoseismological and geophysical investigations in the Volturno River Valley area*. Tectonophysics, **774**: 228301.
- BOWN P.R. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Cambridge Univ. Press, 1-314.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1979) - *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico*. Rend. Accad. Sci. Fis. e Mat. Napoli, **4**, 46: 7-22.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., **53**: 313-337.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Zeitschrift für Geomorphol. N.F., **82**: 47-58.
- BRANCACCIO L., PESCATORE T., SGROSSO I. & SCARPA R. (1984) - *Geologia regionale*. In: Lineamenti di geologia regionale e tecnica. Ricerche e Studi Formez, Napoli, **37**: 4-45.
- BREISLAK S. (1798) - *Topografia fisica della Campania*, Stamperia A. Brazzini, Firenze XII, 368 pp.
- BREISLAK S. (1801) - *Voyages physiques et lithologiques dans la Campanie*. Vol. 1 Paris, XVI, 300 pp.
- BRUMMER, G.J.A. & KUCERA M. (2014) - *SCOR/ICBP 138 taxonomy and key to species of modern planktonic foraminifera v2.1*. Chart distributed at TMS FNG meeting Texel, The Netherlands, June 2014: 1.
- BRUMMER G.J.A. & KUCERA M. (2015) - *Taxonomy of extant planktonic foraminifera, SCOR/IGBP WG138*. In: SPERO H. & KUCERA M. (Eds.), *SCOR/IGBP Working Group 138: Planktonic Foraminifera and Ocean Changes*. Final Workshop & Short Course on Culturing Planktonic Foraminifera, California, 1-8.
- BUCCA L. (1886) - *Il Monte di Roccamonfina studio petrografico*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **17**(7-8): 245-265.
- BURRI C. (1960) - *Le province petrografiche post-mesozoiche dell'Italia*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **17**: 9-40.

- BURRI C. (1966) - *Problemi petrochimici del vulcanismo italiano*. Acc. Patavina Sc. Lett. e Arti, **78**: 109-133.
- CAIAZZO C., ASCIONE A. & CINQUE A. (2006) - *Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope*. Tectonophysics, **421**(1-2): 23-51.
- CAPELLI G., MAZZA R., TRIGARI A. & CATALANI F. (1999) - *Le risorse idriche sotterranee strategiche nel distretto vulcanico di Roccamonfina (Campania nord-occidentale)*. Quad. Geol. App., **2**(4): 23-32.
- CAPUANO P., CONTINISIO R. & GASPARINI P. (1992) - *Structural setting of a typical alkali-potassic volcano: Roccamonfina, southern Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **53**: 355-369.
- CARAMANNA G., CIOTOLI G. & NISIO S. (2008) - *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas*. Hazards, **54**: 145-172.
- CASAGRANDE A. (1948) - *Classification and Identification of Soils*. Trans. Am. Soc. Civil Eng., **113**: 901-930.
- CASSETTI M. (1893) - *Appunti geologici sul Matese*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **24**: 329-342, 1 tav., Roma.
- CASSETTI M. (1894) - *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Volturno nell'anno 1893*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **25**: 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**: 329-345, 1 tav., Roma.
- CASTANY G. (1982) - *Principes et methods de l'hydrogeologie*. Dunod Universit , Bordas, Paris, 1-236, ISBN-13:978-2040112219.
- CELICO P. (1982) - *La falda idrica dei Monti di Venafro: ipotesi di captazione e possibili ripercussioni sul regime idrogeologico delle sorgenti*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **91**: 43-65.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, Roma, **4**(2): 1-225.
- CELICO P. (1986) - *Prospezioni Idrogeologiche*. Vol. I. Liguori Editore, Napoli. ISBN-88-207-1331-4.
- CELICO P., CIVITA M. & CORNIELLO A. (1977) - *Idrogeologia del margine nord-orientale della Conca Campana (Massicci dei Tifatini e del Monte Maggiore)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, **XIII**: 1-29.
- CELICO F., DE CAPRIO A., ESPOSITO L. & LIBERTI A. (1996) - *Applicazione del metodo DAC per la valutazione della vulnerabilit  all'inquinamento di acquiferi profondi: l'esempio della Piana di Presenzano (Caserta)*. Atti del V Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Cagliari, 8-11 ottobre 1996.
- CELICO P., DE' GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R., RUSSO D., STANZIONE D. & ZENONE F. (1980) - *Il margine orientale della Piana Campana: indagini idrogeologiche e geochemiche*. Per. Mineral., **49**: 241-270.
- CELICO P. & STANGANELLI V. (1976) - *Sulla struttura idrogeologica dei monti di Venafro (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **85**: 1-26.
- CHIESA S., FLORIS B., GILLOT P.-Y., PROSPERI L. & VEZZOLI L. (1995) - *Il Vulcano di Roccamonfina*. In: CARRARA C. (Ed.), Lazio Meridionale, sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari. Publ. ENEA, 128-150. Roma.
- CHIOCCHINI M., PAMPALONI M.L. & PICHEZZI R.M. (2012) - *Microfacies e microfossili delle successioni carbonatiche mesozoiche del Lazio e dell'Abruzzo (Italia centrale) - Cretacico*. Memorie per servire alla descrizione della Carta Geologica d'Italia. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, Rome
- CHIOCCHINI M., PAMPALONI M.L. & PICHEZZI R.M. (2019) - *Microfacies e microfossili delle successioni carbonatiche mesozoiche del Lazio e dell'Abruzzo (Italia centrale) - Triassico superiore - Giurassico*. Memorie per servire alla descrizione della Carta Geologica d'Italia, XVIII, 194 p.
- CIARCIA S. & VITALE S. (2025) - *Orogenic evolution of the northern Calabria-southern Apennines system in the framework of the Alpine chains in the central-western Mediterranean area*. Geol. Soc. Am. Bull., **137**(3-4): 1143-1176.

- CINQUE A., ASCIONE A. & CAIAZZO C. (2000) - *Distribuzione spaziotemporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. In: GALADINI F., MELETTI C. & REBEZ A. (Eds.), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica*, 203-218.
- CIVETTA L., INNOCENTI F., MANETTI P., PECCERILLO A. & POLI G. (1981) - *Geochemical characteristics of potassic volcanics from Mt. Ernici (Southern, Latium, Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **78**: 37-47.
- COCCO E. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio n. 161 Isernia*. Serv. Geol. d'Italia, Roma, 38 pp.
- COLE P.D., GUEST J.E. & DUNCAN A.M. (1993) - *The emplacement of intermediate volume ignimbrites: A case study from Roccamonfina Volcano, Southern Italy*. Bull. Volcanol., **55**: 467-480.
- COLE P.D., GUEST J.E., DUNCAN A.M., CHESTER D.K. & BIANCHI R. (1992) - *Post-collapse volcanic history of calderas on a composite volcano: an example from Roccamonfina, southern Italy*. Bull. Volcanol., **54**: 253-266.
- CONTE A.M., PERINELLI C., BOSMAN A., CASTORINA F., CONTI A., CUFFARO M., DI VINCENZO G., MARTORELLI E. & BIGI S. (2020) - *Tectonics, dynamics, and Plio-Pleistocene magmatism in the Central Tyrrhenian Sea: Insights from the submarine transitional basalts of the Ventotene Volcanic Ridge (Pontine Islands, Italy)*. Geochem. Geophys. Geosyst., **21**(12): e2020GC009346.
- CONTICELLI S., MARCHIONNI S., ROSA D., GIORDANO G., BOARI E. & AVANZINELLI R. (2009) - *Shoshonite and sub-alkaline magmas from an ultrapotassic volcano: Sr-Nd-Pb isotope data on the Roccamonfina volcanic rocks, Roman Magmatic Province, Southern Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **157**: 41-63.
- CORNIELLO A. (1988) - *Considerazioni idrogeologiche su talune acque minerali e termominerali della Provincia di Caserta*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 1053-1063.
- CORNIELLO A., DUCCI D., STELLATO L., STEVENAZZI S., MASSARO L. & DEL GAUDIO E. (2024) - *Combining groundwater budget, hydrochemistry and environmental isotopes to identify the groundwater flow in carbonate aquifers located in Campania Region (Southern Italy)*. J. Hydrol. Reg., **53**: 101790.
- CORNIELLO A. & RUSSO D. (1990) - *La piana del medio corso del F. Volturno (Campania). Idrogeologia e vulnerabilità all'inquinamento delle falde*. Atti 1° Conv. Naz. sulla Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee, Marano sul Panaro (Modena), 20-22 Settembre 1990, 131-148.
- CRESCENTI U. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 541-579, 3 figg., Roma.
- CRESCENTI U. & VIGHI L. (1970) - *Risultati delle ricerche eseguite sulle formazioni bauxitiche cretatiche del casertano e del Matese, in Campania*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **9**, pp. 401-434.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides Types and Processes*. In: "Landslides: Investigation and Mitigation". Transportation Research Board. National Academy of Sciences.
- CUOCO E., SACCHI E., DE FRANCESCO S., PAOLUCCI V., MALETIC E.L., DARRAH T.H., SIRNA M. & TEDESCO D. (2020) - *Groundwater mixing in a heterogeneous multilayer aquifer driven by geogenic CO₂ fluxes: Evidence from chemical and isotopic composition of Ferrarelle waters (Riardo Plain, southern Italy)*. Appl. Geochem., **116**: 104564.
- CUOCO E., VERRENGIA G., DE FRANCESCO S. & TEDESCO D. (2010) - *Hydrogeochemistry of Roccamonfina volcano (Southern Italy)*. Environ. Earth Sci., **61**(3): 525-538.
- CUOCO E., VIAROLI S., PAOLUCCI V., MAZZA R. & TEDESCO D. (2021) - *Fe and As geochemical self-removal dynamics in mineral waters: evidence from the Ferrarelle groundwater system (Riardo Plain, Southern Italy)*. Environ. Geochem. Health, **44**: 2065-2082.
- D'AMICO S., CAMMARATA L., CANGEMI M., CAVALLARO D., DI MARTINO R.M. & FIRETTO CARLINO M. (2014) - *Seismic moment tensors and regional stress in the area of the December 2013-January 2014, Matese earthquake sequence (Italy)*. J. Geodyn., **82**: 118-124.
- D'ARGENIO B. (1988) - *L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale*. In: Atti del 74° Congresso della Società Geologica Italiana, Sorrento, 13-17 Settembre 1988. Mem. Soc. Geol. It., **41**(1): 205-210.

- D'ARGENIO B. & PESCATORE T.S. (1963) - *La tettonica del gruppo del Monte Maggiore*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**: 3-12, 2 figg., 1 tav., Napoli.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T.S. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Convegno "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino". Acc. Nazion. Lincei, **182**: 49-72.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silica and calciclastic turbidites*. You. Borsch. Inst. Senckenberg, **244**: 105-127.
- DE CASTRO P. (1991) - Mesozoic. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (Eds.), 5th International Symposium on Fossil Algae. Field Trip Guide-Book. Giannini, Napoli, 21-38.
- DEECKE W. (1893) - *Zur Geologie von Unteritalien. 4 Das System des M. Maggiore bei Pignataro in Campanien*. N. Jahrb. Min. Geol. Palaeontol., **1**: 51-74.
- DEINO A.L., ORSI G., DE VITA S. & PIOCHI M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating method*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**: 157-170.
- DE' GENNARO M. & STANZIONE D. (1970) - *Le piroclastiti del settore Nord del vulcano di Roccamonfina. L'attività esplosiva del cratere di Conca e del Colle Friello*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Ser. **4**, **37**: 136- 146.
- DE LORENZO G. (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. 241 pp., 70 figg., Laterza, Bari.
- DE LORENZO G. (1937) - *Geologia dell'Italia meridionale*. Nuova ed. a cura di G. D'Erasmo, 326 pp., 143 figg., Editr. Politecnica, Napoli.
- DEL PRETE S., DE RISO R. & SANTO A. (2004) - *Primo contributo sui sinkhole di origine naturale in Campania*. Atti del Convegno "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", APAT (Roma), 20-21 maggio 2004.
- DEL PRETE S., MANCO M. & MELE R. (2010) - *Siti minerari abbandonati in Campania: stato delle conoscenze. Abandoned mines in Campania region: state of knowledge*. Atti del II Convegno Regionale di Speleologia - Campania Speleologica 2010, 3 - 6 giugno 2010, Caselle in Pittari (SA).
- DE RITA D. & GIORDANO G. (1996) - *Volcanological and structural evolution of Roccamonfina volcano (Italy): origin of the summit caldera*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **110**: 209-224.
- DE VITA P., ALLOCCA V., CELICO F., FABBROCINO S., MATTIA C., MONACELLI G., MUSILLI I., PISCOPPO V., SCALISE A.R., SUMMA G., TRANFAGLIA G. & CELICO P. (2018) - *Hydrogeology of continental southern Italy*. J. Maps, **14**(2): 230-241.
- DI GIROLAMO P. (1968) - *Rilevamento petrografico del settore SW (Sessa Aurunca) del vulcano di Roccamonfina*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Ser. **4**, **35**: 5-52.
- DI GIROLAMO P. (1972) - *Il cono di scorie eccentrico di Sesto Campano (Isernia) (vulcano di Roccamonfina)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **81**: 31- 50.
- DI GIROLAMO P., MELLUSO L. & MORRA V. (1991) - *Magmatic activity northeast of Roccamonfina volcano (Southern Italy): Petrology, geochemistry and relationships with Campanian volcanics*. Neues Jb. Miner. Abh., **163**: 271-289.
- DI NOCERA S., TORRE M. & VITI P. (1993) - *Le arenarie di Caiazzo nell'evoluzione tortoniano-messiniana dell'Appennino campano*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, Pavia, **36**: 91-102.
- DI STEFANO A., BALDASSINI N., RAFFI I., FORNACIARI E., INCARBONA A., NEGRI A., BONOMO S., VILLA G., DI STEFANO E. & RIO D. (2023) - *Neogene-Quaternary Mediterranean calcareous nannofossil biozonation and biochronology: A review*. Stratigraphy, **20**: 259-302.
- DIAMANTI R., AWAIS M., CAMANNI G., D'ANTONIO M., DELLA PORTA G., DI RENZO V., GRAZIANO S.F., IANNACE A., KYLANDER-CLARK A., VITALE E. & VITALE S. (2025b) - *Fault-controlled saddle dolomitization during the late Triassic Pangea breakup in the southern Adria domain (Southern Italy)*. Mar. Petrol. Geol., **173**: 107216.
- DIAMANTI R., VITALE S., RUSSO G., VITALE E. & CAMANNI G. (2025a) - *Deformation mechanisms and geometries of superposed fault zones in dolostones*. Geol. Soc. Am. Bull., **137** (5-6): 2035-2060.
- DISS WORKING GROUP (2025) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.3.1:*

- A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/diss3.3.1>
- ESU F. (1977) - *Behavior of slopes in structurally complex formations*. Proc. Int. Symp. Geot. Struct. Complex Form., Capri, **2**: 292-304.
- FEDELE L., SCARPATI C., SPARICE D., PERROTTA A. & LAIENA F. (2016) - *A chemostratigraphic study of the Campanian Ignimbrite eruption (Campi Flegrei, Italy): insights on magma chamber withdrawal and deposit accumulation as revealed by compositionally zoned stratigraphic and facies framework*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **324**: 105-117.
- FERRANTI L., MILANO G., BURRATO P., PALANO M. & CANNAVÒ F. (2015) - *The seismogenic structure of the 2013-2014 Matese seismic sequence, Southern Italy: implication for the geometry of the Apennines active extensional belt*. Geophys. J. Int., **201**: 823-837.
- FRANCO P. (1885) - *Di alcuni fossili che occorrono nel calcare giurese di Visciano (provincia di Caserta)*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat., s. 1°, **4**: 30-34, Napoli.
- FUSCO F., TUFANO R., DE VITA P., DI MARTIRE D., DI NAPOLI M., GUERRIERO L., MILETI F.A., TERRIBILE F. & CALCATERRA D. (2023) - *A revised landslide inventory of the Campania region (Italy)*. Sci. Data, **10**(1): 1-13.
- GALADINI F. & GALLI P. (2004) - *The 346 earthquake (central-southern Italy): an archaeoseismological approach*. Ann. Geophys. Italy, **47**(2-3): 885-905.
- GALLI P., GIACCIO B., MESSINA P., PERONACE E., AMATO V., NASO J., NOMADE S., PEREIRA A., PISCITELLI S., BELLANOVA J., BILLI A., BLAMART D., GALDERISI A., GIOCOLI A., STABILE T. & THIL F. (2017) - *Middle to Late Pleistocene activity of the northern Matese fault system (southern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **699**: 61-81.
- GALLI P. & NASO G.A. (2009) - *Unmasking the 1349 earthquake source (southern Italy): paleoseismological and archaeoseismological indications from the Aquae Iuliae fault*. J. Struct. Geol., **31**: 128-149.
- GALLUZZO F., CACCIUNI A., CHIARINI E., D'OREFICE M., FALCETTI S., GRACIOTTI R., LA POSTA E., PAPANODARO F., RICCI V. & VITA L. (2009) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 - Progetto CARG: modifiche ed integrazioni al Quaderno n.1/1992*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, **12**(III), 54 pp.
- GASPARINI P. & ADAMS J.A.S. (1969) - *K-Ar dating of Italian Plio-Pleistocene volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Lett., **6**: 225-230.
- GHIARA M.R. & LIRER L. (1977) - *Mineralogy and geochemistry of the "Low Potassium" series of the Roccamonfina volcanic suite (Campania, South Italy)*. Bull. Volcanol., **40**: 39-56.
- GHIARA M.R., LIRER L. & STANZIONE D. (1973) - *Contributo alla conoscenza vulcanologica e petrografica del vulcano di Roccamonfina*. Per. Mineral., **42**(1-2): 269-293.
- GIACCIO B., GALLI P., PERONACE E., ARIENZO I., NOMADE S., CAVINATO G.P., MANCINI M., MESSINA P. & SOTTILI G. (2014) - *A 560-440 ka tephra record from the Mercure Basin, Southern Italy: volcanological and tephrostratigraphic implications*. J. Quat. Sc., **29**: 232-248.
- GIACCIO B., HAJDAS I., ISAIA R., DEINO A. & NOMADE S. (2017) - *High precision ^{14}C and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Campanian Ignimbrite (Y-5) reconciles the time-scales of climatic-cultural processes at 40 ka*. Sci. Rep., **7**(1): 1-10.
- GIANNETTI B. (1964) - *Contributo alla conoscenza del vulcano di Roccamonfina. Le ultime manifestazioni eruttive della caldera*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 87-133.
- GIANNETTI B. (1965) - *Il vulcanismo secondario trachitico-fonolitico della caldera vulcanica di Roccamonfina*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 67-127.
- GIANNETTI B. (1967) - *Su due dicchi di lava del Somma primitivo del vulcano di Roccamonfina*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A, **73**: 647-658.
- GIANNETTI B. (1968) - *Sul chimismo di una facies lavica del versante nordoccidentale del monte Tuoro Piccolo (Cinta calderica del vulcano di Roccamonfina)*. Ric. Sci., **38**: 986-989.
- GIANNETTI B. (1969) - *Petrografia di una facies lavica di una cava del somma primitivo del Roccamonfina*. Per. Mineral., **38**: 501-513.

- GIANNETTI B. (1970) - *Contributo alla conoscenza delle lave leucitiche e delle piroclastiti della cinta calderica di Roccamonfina e petrochimica del complesso vulcanico*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 497- 556.
- GIANNETTI B. (1974) - *Nuove ricerche petrografiche e petrogenetiche sulle lave fonolitiche della caldera vulcanica del Roccamonfina*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A, **81**: 253-306.
- GIANNETTI B. (1975) - *Su alcuni orizzonti pomicei della cinta calderica del vulcano di Roccamonfina*. Atti Acc. Sci. Torino, **109**: 271-278.
- GIANNETTI B. (1979) - *The geology of the Roccamonfina caldera (Campanian Province, Italy)*. Giornale di Geologia, **43**(1): 187-206.
- GIANNETTI B. (1994) - *I. The extracaldera «Galluccio Tuff», Roccamonfina volcano, Italy*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **5**: 125-133.
- GIANNETTI B. (1996) - *The geology of the Yellow Trachytic Tuff, Roccamonfina volcano, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **71**: 53-72.
- GIANNETTI B. (2001) - *Origin of the calderas and evolution of Roccamonfina volcano (Roman Region, Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **106**: 306-319.
- GIANNETTI B. & DE CASA G. (2000) - *Stratigraphy, chronology, and sedimentology of ignimbrites from the White Trachytic Tuff, Roccamonfina Volcano, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **96**: 243- 295.
- GIANNETTI B. & ELLAM R. (1994) - *The primitive lavas of Roccamonfina volcano, Roman region, Italy: new constraints on melting processes and source mineralogy*. Contrib. Mineral. Petrol., **116**: 21-31.
- GIANNETTI B. & LUHR J.F. (1983) - *The White Trachytic Tuff of Roccamonfina Volcano (Roman Region, Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **84**: 235-252.
- GIORDANO G. (1998a) - *Facies characteristics and magma-water interaction of the White Trachytic Tuffs (Roccamonfina Volcano, southern Italy)*. Bull. Volcanol., **60**: 10-26.
- GIORDANO G. (1998b) - *The effect of paleotopography on lithic distribution and facies associations of small volume ignimbrites: the WTT Cupa (Roccamonfina volcano, Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **87**: 255-273.
- GIORDANO G., NASO G., SCROCCA D., FUNICIELLO R. & CATALANI F. (1995a) - *Processi di estensione e circolazione di fluidi a bassa termalità nella Piana di Riardo (Caserta, Appennino centromeridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**(2): 361-371.
- GIORDANO G., NASO G. & TRIGARI A. (1995b) - *Evoluzione tettonica di un settore particolare del margine tirrenico: l'area al confine tra Lazio e Campania. Prime considerazioni*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1995**: 269-278.
- GRAZIANO S.F., MERCURIO M., IZZO F., LANGELLA A., RISPOLI C., SANTANIELLO N.D., DI BENEDETTO C., MONETTI V., BIONDI M., DE ROSA G., MAYOL L., VILLAPIANO F., DONDI M., ZANELLI C., MOLINARI C., LIGUORI B., CAMPANILE A., CAPPELLETTI P. (2024) - *A recycled natural resource as secondary raw material for versatile technological applications: the quarry waste from zeolite-rich tuffs*, Appl. Clay Sci., **258**: 107451
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., SGATTONI G. & VALENSISE G. (2018) - *CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>
- GUIDOBONI E., FERRARI G., TARABUSI G., SGATTONI G., COMASTRI A., MARIOTTI D., CIUCCARELLI C., BIANCHI M.G. & VALENSISE G. (2019) - *CFTI5Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area*. Sci. Data, **6**: 80. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0091-9>
- GUTIERREZ F., PARISE M., DE WAELE J. & JOURDE H. (2014) - *A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst*. Earth-Sci. Rev., **138**: 61-88.
- GUZZETTI F., CARDINALI M. & REICHENBACH P. (1994) - *The AVI project: A bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy*. Environmental Management **18**, 623-633. <https://doi.org/10.1007/BF02400865>
- HOEK E. (1994) - *Strength of Rock and Rock Masses*. ISRM News J., **2**: 4-16.

- HOEK, E. & BRAY, J.W. (1981) - *Rock Slope Engineering*. Institution of Mining and Metallurgy, London, 402 pp.
- HOEK E. & BROWN E.T. (1997) - *Practical estimates of rock masses strength*. *Rock Mech. Mining Sci.*, **34**(8): 1165-1186.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, July 1988, Lausanne. In: BONNARD C. (Ed.), *Landslides*, **1**: 3-36.
- IETTO A. (1971) - *Aspetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese occidentale (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, suppl. al Boll. **78**: 441-471.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T.S. & SCANDONE P. (1975) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale*. Trad. da «The guide-book of Italy», 134-155. Petroleum Exploration Society of Libya. Ist. Geol. Geof. Univ., pubbl. n.s., 15, Napoli.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 227-250.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) - *A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks*. Can. J. Earth Sci., **8**: 523-548.
- ISIDE WORKING GROUP (2007) - *Italian Seismological Instrumental and Parametric Database (ISIDe)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/ISIDE>
- JICHA B.R., SINGER B.S. & SOBOLE P. (2016) - *Re-evaluation of the ages of ⁴⁰Ar/³⁹Ar sanidine standards and supereruptions in the western U.S. using a Noblesse multi-collector mass spectrometer*. Chem. Geol., **431**: 54-66.
- KOORNNEEF J.M., NIKOGOSIAN I., VAN BERGEN M.J., VROON P.Z. & DAVIES G.R. (2019) - *Ancient recycled lower crust in the mantle source of recent Italian magmatism*. Nature Comm., **10**: 3237.
- LE MAITRE R.W. (2002) - *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 256 pp.
- LEE J. Y., MARTI K., SEVERINGHAUS K., KAWAMURA K., YOO H. S., LEE J. B. & KIM J. S. (2006) - *A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar*. Geochim. Cosmochim. Acta, **70**: 4507-4512.
- LEHMANN O. (1933) - *Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinshlagwänden*. Viertel. Der Naturforsch. Ges. Zurich, **78**(21): 83-126.
- LEICHER N., GIACCIO B., PEREIRA A., NOMADE S., MONACO L., MANNELLA G., GALLI P., PERONANCE E., PALLADINO D.M., SOTTILI G., ZANCHETTA G. & WAGNER B. (2023) - *Central Mediterranean tephrochronology between 313 and 366 ka: New insights from the Fucino palaeolake sediment succession*. Boreas, **52**: 240-27.
- LEICHER N., GIACCIO B., ZANCHETTA G., SULPIZIO R., ALBERT P.G., TOMLINSON E.L., LAGOS M., FRANCKE A. & WAGNER B. (2021) - *Lake Ohrid's tephrochronological dataset reveal 1.36 Ma of Mediterranean explosive volcanic activity*. Sci. Data, **8**: 231.
- LIRER F., FORESI L.M., IACCARINI S.M. SALVATORINI G., TURCO E., COSENTINO C., SIERRO F.J. & CARUSO A. (2019) - *Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology*. Earth Sci. Rev., **196**: 1-36.
- LOCATI M., CAMASSI R., ROVIDA A., ERCOLANI E., BERNARDINI F., CASTELLI V., CARACCILO C.H., TERTULLIANI A., ROSSI A., AZZARO R., D'AMICO S. & ANTONUCCI A. (2022) - *Database Macro-sismico Italiano (DBMI15), versione 4.0*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/dbmi/dbmi15.4>
- LOHMAN S.W. et al. (1972) - *Definitions of selected ground-water terms revisions and conceptual refinements*. U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1988, 21 p., U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.3133/wsp1988>.
- LUHR J.F. & GIANNETTI B. (1987) - *The Brown Leucitic Tuff of Roccamonfina Volcano (Roman Region, Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **95**: 420-436.
- MANFREDINI M. (1963) - *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*. Boll. Serv. Geol. It., **84**: 101-130, 3 tavv., Roma.

- MARINOS P. & HOEK, E. (2001) - *Estimating the geotechnical properties of rock masses such as flysch*. Bull. Eng. Geol. Environ., **60**: 85-92.
- MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. J. Geol. Soc. London, **158**: 309-319.
- MEDLEY E.W. (1994) - *The engineering characterization of melanges and similar block in matrix rocks (bimrocks)*. PhD dissertation, University of California at Berkeley; publ. University Microfilms International, UMI Dissertations Service, Ann Arbor, Michigan; 387 pp.
- MEINZER O.E. (1923) - *The occurrence of ground water in the United States*. U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 489, 321, U.S. Government Printing Office.
- MIETTO P., AVANZINI M. & ROLANDI G. (2003) - *Human footprints in Pleistocene volcanic ash*. Nature, **422**: 133.
- MIETTO P., PANARELLO A. & DI VITO M.A. (2022) - 2001 - 2021: *Vent'anni di ricerche sulle "Ciampate del diavolo". Dalla leggenda alla realtà scientifica*. Miscellanea INGV, **64**: 238 pp.
- MILIA A., TORRENTE M.M. & IANNACE P. (2017) - *Pliocene-Quaternary orogenic systems in Central Mediterranean: The Apulia-Southern Apennines-Tyrrhenian Sea example*. Tectonics, **36**: 1614-1632.
- MIN K., MUNDIL R., RENNE P.R. & LUDWIG K.R. (2000) - *A test for systematic errors in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite*. Geochim. Cosmochim. Acta, **64**: 73-98.
- MINISSALE A. (2004) - *Origin, transport and discharge of CO_2 in central Italy*. Earth Sci. Rev., **66**(1): 89-141.
- MODERNI P. (1887) - *Note geologiche sul gruppo vulcanico di Roccamonfina*. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, **18**(1): 74-99. Roma.
- MONDILLO N., BALASSONE G., BONI M. & ROLLINSON G. (2011) - *Karst bauxites in the Campania Apennines (southern Italy): a new approach*. Per. Mineral., **80**(3): 407-432.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale: Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- NATALE J., VITALE S., GIORDANO G., FEDELE L., LUCCI F., VONA A., PRINZI E.P., TRAMPARULO F. D'A, ISAIA R. & CIARCIA S. (2023) - *The Taverna San Felice Dike (NE of Roccamonfina Volcano): Unraveling Magmatic Intrusion Processes and Volcano-Tectonics in the Tyrrhenian Margin of the Southern Apennines*. Geochem. Geophys. Geosyst., **24**: 1-24.
- NATALE, J., VITALE, S., GIORDANO, G., JICHA, B., MORRA, V. (2025) - *Uncovering the Middle-Late Pleistocene Slip History of Garigliano Graben Faults and its Impact on the Construction and Collapse of the Roccamonfina Volcano, Italy*. Geol. Soc. London Spec. Pub., **560**: 1-27.
- NIKOGOSIAN I. & VAN BERGEN M.J. (2010) - *Heterogeneous mantle sources of potassium-rich magmas in central-southern Italy: Melt inclusion evidence from Roccamonfina and Ernici (Mid Latina Valley)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **197**: 279-302.
- OPPENHEIM P. (1890) - *Ueber die Jura-fauna van Visciano bei Nola in Campanien*. Neues Jahrb. Min. Geol. Palaeontol., **1**: 95-97.
- PANARELLO A., PALOMBO M.R., BIDDITTU I., DI VITO M.A., FARINARO G. & MIETTO P. (2020) - *On the devil's tracks: Unexpected news from the Foresta ichnosite (Roccamonfina volcano, central Italy)*. J. Quat. Sci., **35**: 444-456.
- PASQUARÉ G., ABATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **1**, 203 pp.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**(1): 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.), *The lithosphere in Italy*. Advances in Earth Science Research. It. Nat. Comm. Int. Lith. Prog., Mid-term Conf. (Rome, 5-6 May 1987), Atti Conv. Linnei, **80**: 157-176.

- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of southern Apennines*. In: MAZZOTTI A., PATACCA E. & SCANDONE P. (Eds.), Results of the CROP Project, Sub-Project CROP-04. Boll. Soc. Geol. It., **7**: 75-119.
- PECCERILLO A. (2017) - *Cenozoic volcanism in the Tyrrhenian Sea Region. Advances in volcanology*. Springer International Publishing AG., 399 pp.
- PELULLO C., ARIENZO I., D'ANTONIO M., GIACCIO B., IOVINE R.S., LEICHER N., PALLADINO D.M., PETRELLI M., PETROSINO P., RUSSO ERMOLLI E., SOTTILI G., TOTARO F. & ZANCHETTA G. (2024) - *Explosive volcanic activity in Central-Southern Italy during Middle Pleistocene: A tale from tephra layers of the Acerno basin*. Quat. Sci. Adv., **14**: 100186.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press, **1**: 427-554.
- PERCOPO C., BRANDOLIN D., CANEPA M., CAPODAGLIO P., CIPRIANO G., GAFÀ R., IERVOLINO D., MARCACCIO M., MAZZOLA M., MOTTOLA A., SESIA E. & TESTA M. (2017) - *Criteri tecnici per l'analisi dello stato quantitativo e il monitoraggio dei corpi idrici sotterranei* - ISPRA - Manuali e Linee Guida **157/2017**. Roma, Giugno 2017.
- PESCATORE T.S. & SGROSSO I. (1973) - *I rapporti tra la piattaforma Campano-Lucana e la piattaforma Abruzzese-Campana nel Casertano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 925-938.
- PESCATORE T.S. & VALLARIO A. (1963) - *La Serie mesozoica nel gruppo del Monte Maggiore*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, pp. 11, 5 tavv., Bologna.
- PETROSINO P., JICHA B.R., MAZZEO F.C. & RUSSO ERMOLLI E. (2014) - *A high-resolution tephro-chronological record of MIS 14-12 in the Southern Apennines (Acerno Basin, Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **274**: 34-50.
- PIERI P. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*. Geol. Romana, **5**: 407-424, 3 figg., Roma.
- PILLA L. (1833) - *Osservazioni geognostiche sulla parte settentrionale e meridionale della Campania*. Ann. Civ. Regno Due Sicilie, 3 fase 6° pp. 117-147.
- 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*. 110. Atti V Riun. Scienz. It. (Lucca, 1843), p. 242, Lucca.
- PILLA N. (1795) - *Saggio Litologico Sui Vulcani Estinti di Rocca, Monfina, di Sessa, e di Tiano: Dedicato all'Illustrissimo Signore D. Giuseppe Vairo*, Stamperia Reale, Napoli
- PILLA N. (1823) - *Geologia volcanica della Campania del dottor Niccola Pilla*. Stamperia Reale, Napoli, vol. 1 e 3, 159 pp.
- PISCOPO V. (1997) - *Confronto tra rilievi di superficie della fratturazione e risposta idrodinamica dell'acquifero carbonatico di Monte Maggiore (Campania)*. Geol. Appl. Idrogeol., **32**: 53-71.
- RADICATI DI BROZOLO F., DI GIROLAMO P., TURI B. & ODDONE M. (1988) - *⁴⁰Ar-³⁹Ar and K-Ar dating of K-rich rocks from the Roccamonfina volcano, Roman Comagmatic Region, Italy*. Geochim. Cosmochim. Acta, **52**: 1435-1441.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2020) - *The Italian earthquake catalogue CPTI15*. B. Earthq. Eng., **18**(7): 2953- 2984.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B., GASPERINI P. & ANTONUCCI A. (2022) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/cpti/cpti15.4>
- ROUCHON V., GILLOT P.-Y., QUIDELLEUR X., CHIESA S. & FLORIS B. (2008) - *Temporal evolution of the Roccamonfina volcanic complex (Pleistocene), Central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **177**: 500-514.
- RUSSO ERMOLLI E., AUCELLI P.P.C., DI ROLLO A., MATTEI M., PETROSINO P., PORRECA M. & ROSSKOPF C.M. (2010) - *An integrated stratigraphical approach to the Middle Pleistocene succession of the Sessano Basin (Molise, Italy)*. Quat. Int., **225**: 114-127.
- SABBATINO M., TAVANI S., VITALE S., OGATA K., CORRADETTI A., CONSORTI L., ARIENZO I., CIPRIANI A.

- & PARENTE M. (2021) - *Forebulge migration in the foreland basin system of the centraisouthern Apennine fold-thrust belt (Italy): New high-resolution Sr isotope dating constraints*. *Basin Res.*, **33**(5): 2817-2836.
- SACCHI E., CUOCO E., OSTER H., PAOLUCCI V., TEDESCO D. & VIAROLI S. (2022) - *Tracing groundwater circulation in a valuable mineral water basin with geochemical and isotopic tools: the case of FERRARELLE, Riardo basin, Southern Italy*. *Environ. Geochem. Health*, **44**:1-28.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia Meridionale)*. Tesi di dottorato in Geologia del Sedimentario, III Ciclo, Università degli Studi di Napoli Federico II.
- SANTANGELO N., DAUNIS-I-ESTADELLA J., DI CRESCENZO G., DI DONATO V., FAILLACE P.I., MARTÍN-FERNÁNDEZ J.A. & SCORPIO V. (2012) - *Topographic predictors of susceptibility to alluvial fan flooding, Southern Apennines*. *Earth Surf. Process. Landf.*, **37**(8): 803-817.
- SANTANGELO N., ROMANO P., ASCIONE A. & RUSSO ERMOLLI E. (2017) - *Quaternary evolution of the Southern Apennines coastal plains: a review*. *Geol. Carpath.*, **68**(1): 43-56.
- SANTO A., ASCIONE A., DEL PRETE S., DI CRESCENZO G. & SANTANGELO N. (2011) - *Collapse sinkhole distribution in the carbonate massifs of central and souther Italy*. *Acta Carsologica*, **40**(1): 95-112.
- SANTO A., SANTANGELO N., BALASSONE G. & STRAUSS H. (2019b) - *Deep seated fault-related volcanogenic H₂S as the key agent of high sinkhole concentration areas*. *Earth Surf. Proc. Land.*, **44**: 713-735.
- SANTO A., SANTANGELO N., DE FALCO M., FORTE G. & VALENTE E. (2019a) - *Cover collapse sinkhole over a deep buried carbonate bedrock: the case study of Fossa San Vito (Sarno - Southern Italy)*. *Geomorphology*, **345**: 106838.
- SANTO A., SANTANGELO N., DI CRESCENZO G., SCORPIO V., DE FALCO M. & CHIRICO G.B. (2015) - *Flash flood occurrence and magnitude assessment in an alluvial fan context: the October 2011 event in the Southern Apennines*. *Nat. Hazards*, **78**: 417-442.
- SARTONI S. & COLALONGO M.L. (1964) - *Sul Cretaceo dei dintorni di Caiazzo (Caserta)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4**: 32, 1 fig., 4 tavv.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. *Giornale di Geologia*, Ser. 2
- SCORPIO V. (2012) - *Analisi Geomorfologica dei sistemi bacino-conoide dell'Appennino campano: scenari di suscettibilità alluvionale*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XXIV Ciclo, Università degli Studi di Napoli Federico II.
- SCORPIO V., SANTANGELO N. & SANTO A. (2016) - *Multiscale map analysis in alluvial fan flood-prone areas*. *J. Maps*, **12**(2): 382-393.
- SCROCCA D. (2010) - *Southern Apennines: Structural setting and tectonic evolution*. In: BELTRANDO M., PECCERILLO A., MATTEI M., CONTICELLI S. & DOGLIONI C. (Eds.), *The Geology of Italy: Tectonics and Life along Plate Margins*. *J. Virtual Explor.*, **36**, paper 14.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia Meridionale*. *Giornale di Geologia*, **26**: 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **3**: 737-789, 1 fig., 1 tav., Pavia.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 172 Caserta*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 161 Isernia*.
- SGROSSO I. (1964) - *Il Paleocene nella zona di Pietravairano (Caserta), con alcune considerazioni sulla tettonica cretacea*. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **LXXII**: 65-73
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **117**: 679-724.

- SHINER, P., BECCACINI, A. & MAZZOLI, S. (2004) - *Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian carbonate reservoirs: constraints from the Val D'Agri fields*. Mar. Petr. Geol., **21**: 805-827.
- SPEZZAFERRI S., KUCERA P., PEARSON N., WADE S.B., RAPPO S., POOLE C.R., MORARD R. & STALDER C. (2015) - *Fossil and genetic evidence for the polyphyletic nature of the planktonic foraminifera "Globigerinoides", and description of the new genus Trilobatus*. PLOS one: 1-20.
- TAYLOR H.P., GIANNETTI B. & TURI B. (1979) - *Oxygen isotope geochemistry of the potassic igneous rocks from Roccamonfina volcano*. Contrib. Mineral. Petrol., **55**: 4-31.
- TEDESCO C. (1965) - *Main lines of the history of the Roccamonfina volcano*. Bull. Volcanol., **28**(1): 119-137.
- TRAMPARULO F.D'A., VITALE S., ISAIA R., TADINI A., BISSON M. & PRINZI E.P. (2018) - *Relation between alternating open/closed-conduit conditions and deformation patterns: An example from the Somma-Vesuvius volcano (southern Italy)*. J. Struct. Geol., **112**: 138-153.
- TRIGILA A., IADANZA C., LASTORIA B., BUSSETTINI M. & BARBANO A. (2021) - *Dissesto idrogeologico in Italia: pericolosità e indicatori di rischio* - Edizione 2021. ISPRA, Rapporti 356/2021.
- UNESCO-IAEG (1976) - *Engineering geological maps. A guide to their preparation*. The UNESCO Press, Paris, 79 pp.
- VALENTE E., ASCIONE A., CIOTOLI G., COZZOLINO M., PORFIDO S. & SCIARRA A. (2018) - *Do moderate magnitude earthquakes generate seismically induced ground effects? The case study of the $M_w = 5.16$, 29th December 2013 Matese earthquake (southern Apennines, Italy)*. Int. J. Earth Sci., **107**: 517-537.
- VALENTE E., ASCIONE A., SANTANGELO N. & SANTO A. (2019b) - *Karst sinkhole formation and spatial distribution: clues from the southern Apennines (Italy)*. AMQ, **61**: 243-246.
- VALENTE E., BUSCHER J.T., JOURDAN F., PETROSINO P., REDDY S.M., TAVANI S., CORRADETTI A. & ASCIONE A. (2019a) - *Constraining mountain front tectonic activity in extensional setting from geomorphology and Quaternary stratigraphy: A case study from the Matese ridge, southern Apennines*. Quat. Sci. Rev., **219**: 47-67.
- VENNARI C., PARISE M., SANTANGELO N. & SANTO A. (2016) - *A database on flash flood events in Campania, southern Italy, with an evaluation of their spatial and temporal distribution*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **16**(12): 2485-2500.
- VIAROLI S., CUOCO E., MAZZA R. & TEDESCO D. (2016b) - *Dynamics of natural contamination by aluminum and iron rich colloids in the volcanic aquifers of Central Italy*. Environ. Sci. & Pollut. Res., **23**(19): 19958-19977.
- VIAROLI S., DI CURZIO D., LEPORE D. & MAZZA R. (2019a) - *Multiparameter daily time-series analysis to groundwater recharge assessment in a caldera aquifer: Roccamonfina Volcano, Italy*. Sci. Total Environ., **676**: 501-513.
- VIAROLI S., LOTTI F., MASTRORILLO L., PAOLUCCI V. & MAZZA R. (2019b) - *Simplified two-dimensional modelling to constrain the deep groundwater contribution in a complex mineral water mixing area, Riardo Plain, southern Italy*. Hydrogeol. J., **27**: 1459-1478.
- VIAROLI S., MASTRORILLO L., LOTTI F., PAOLUCCI V. & MAZZA R. (2018) - *The groundwater budget: A tool for preliminary estimation of the hydraulic connection between neighboring aquifers*. J. Hydrol., **556**: 72-86.
- VIAROLI S., MASTRORILLO L., MAZZA R. & PAOLUCCI V. (2016a) - *Hydrostructural setting of Riardo Plain: effects on Ferrarelle mineral water type*. Italian J. Groundwater - Acque Sotterranee **5**(3): 59-68. <https://doi.org/10.7343/as-2016-226>.
- VITA L., BATTAGLINI L., CIPRIANI A., CONSORTI L., FALCETTI S., FIORENTINO A., FIORENZA D., MURARO C., OREFICE S., PIERUCCIONI D., RADEFF G., SILVESTRI S. & TROCCOLI A. (2022) - *Aggiornamento e Integrazioni delle Linee Guida per la Realizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Progetto CARG. Modifiche ed Integrazioni ai Quaderni n. 1/1992, n. 2/1996, n. 6/1997 e n. 12/2009. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III*, **15**, 258 pp.

- VITALE S. & CIARCIA S. (2013) - *Tectono-stratigraphic and kinematic evolution of the southern Apennines/Calabria-Peloritani Terrane system (Italy)*. *Tectonophysics*, **583**: 164-182.
- VITALE S. & CIARCIA S. (2018) - *Tectono-stratigraphic setting of the Campania region (Southern Italy)*. *J. Maps*, **14**(2): 9-21.
- VITALE S. & CIARCIA S. (2022) - *The dismembering of the Adria platforms following the Late Cretaceous-Eocene abortive rift: A review of the tectono-stratigraphic record in the southern Apennines*. *Int. Geol. Rev.*, **64**: 2866-2889.
- VITALE S., CIARCIA S., FEDELE L. & TRAMPARULO F.D'A. (2019) - *The Ligurian oceanic successions in southern Italy: The key to decrypting the first orogenic stages of the southern Apennines-Calabria chain system*. *Tectonophysics*, **750**: 243-261.
- VITALE S. & ISAIA R. (2014) - *Fractures and faults in volcanic rocks (Campi Flegrei, southern Italy): insight into volcano-tectonic processes*. *Int. J. Earth Sci.*, **103**: 801-819.
- VITALE S., PRINZI E.P., TRAMPARULO F.D'A., DE PAOLA C., DI MAIO R., PIEGARI E., SABBATINO M., NATALE J., NOTARO P. & CIARCIA S. (2020) - *Late Miocene-early Pliocene out-of-sequence thrusting in the Southern Apennines (Italy)*. *Geosciences*, **10**: 301.
- WASHINGTON H.S. (1906) - *The Roman Comagmatic Region*. Carnegie Institute of Washington, **57**: 220 pp.
- WATTS M.D. (1987) - *Geothermal exploration of the Roccamonfina volcano, Italy*. *Geothermics*, **16**(5/6): 517-528.
- WP/WLI (1993) - *Multilingual landslide Glossary*. Bi-Tech Publisher, Richmond, British Columbia, Canada, 59 pp.

