

**STUDIO PETROGRAFICO E CRONOLOGICO DI UN LIVELLO TUFITICO
INTERCALATO NELLA SUCCESSIONE CONTINENTALE PRE-EVAPORITICA
DELL'AREA DI SASSA (PROVINCIA DI LIVORNO)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 374
ABSTRACT	" 374
INTRODUZIONE	" 374
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 374
LA SUCCESSIONE MIOCENICA DI BOTRO DELLA CANONICA	" 375
LA TUFITE	" 376
Descrizione	" 376
Età	" 380
CONCLUSIONI	" 380
BIBLIOGRAFIA	" 380

RIASSUNTO

In località Faltona, comune di Bibbona (LI), è stato rinvenuto un livello tufitico di circa 5 cm di spessore, intercalato in argille della successione fluvio-lacustre pre-evaporitica del Bacino di Volterra - Radicondoli - Chiusdino. Questo livello, ben litificato, presenta una componente clastica composta in prevalenza da cristalli di plagioclasio e biotite.

Una determinazione K/Ar sulla biotite ha fornito un'età apparente di 8.07 ± 0.11 Ma. A questa età non è conosciuta, almeno per quanto riguarda la letteratura più recente, alcuna attività magmatica nell'area toscana, sebbene l'associazione mineralogica, i dati sul chimismo della biotite e la granulometria del deposito suggeriscano un'affinità con l'attività vulcanica della vicina Isola di Capraia.

Questo primo rinvenimento di un livello tufitico nella successione fluvio-lacustre tortoniana a ovest della Dorsale medio-toscana ha consentito inoltre di formulare alcune considerazioni circa l'età della successione stessa e la sua velocità di sedimentazione.

ABSTRACT

A crystal tuff layer about 5 cm thick, was found at Faltona (comune di Bibbona, Livorno) interlayered in clay sediments belonging to the Miocene pre-evaporitic fluvio-lacustrine succession of the Volterra - Radicondoli - Chiusdino Basin. The crystal tuff is fairly well lithified and is made up of predominant arenitic-grained plagioclase and biotite crystals. The biotite K/Ar dating yielded an apparent age of 8.07 ± 0.11 Ma. According to the most recent literature, no magmatic activity was present at this time in the Tuscan area; nevertheless, the crystal tuff mineral assemblage and its grain size suggest a parentage with the volcanic activity of the nearby Island of Capraia. The finding of a volcanic deposit in the Tortonian fluvio-lacustrine succession outcropping west of the "Dorsale Medio-toscana" permitted to draw some considerations about the age of the whole succession and its sedimentation rate.

(*)Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino - C.N.R., Pisa.

(**)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Siena.

(***)Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica - C.N.R., Pisa.

PAROLE CHIAVE: Stratigrafia, Neogene, Toscana meridionale, Tufite, Magmatismo Italia centrale, Età K/Ar.

KEY WORDS: Stratigraphy, Neogene, Southern Tuscany, Crystal tuff, Central Italy magmatism, K/Ar age.

INTRODUZIONE

Nel corso del rilevamento geologico del Foglio Pomarance della Nuova Carta Geologica d'Italia, è stato rinvenuto nell'Area di Sassa (località Faltona - LI) un livello tufitico a granulometria arenitica costituito in prevalenza da cristalli di plagioclasio e biotite. Tale deposito affiora, per pochi metri di estensione laterale, nella successione fluvio-lacustre del Miocene superiore pre-evaporitico del settore occidentale del Bacino di Volterra - Radicondoli - Chiusdino (Bossio *et alii*, 1994).

La presenza di un deposito radiometricamente databile all'interno di una sezione continua e ben esposta fornisce l'opportunità di vincolare cronologicamente la successione fluvio-lacustre del Miocene superiore ad ovest della Dorsale medio-toscana, amplia le conoscenze sul magmatismo neogenico dell'area tirrenica e pone interrogativi sulla sua genesi e provenienza.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il livello tufitico oggetto di questo studio è intercalato a sedimenti argillosi della successione fluvio-lacustre dell'Area di Sassa, recentemente descritta negli aspetti geologici generali da alcuni degli scriventi in una breve nota (Bossio *et alii*, 1994) alla quale si rimanda per il complesso delle tematiche riguardanti l'intero insieme delle unità neoautoctone; dallo stesso lavoro è stato ripreso lo schema geologico di figura 1.

La sedimentazione neoautoctona nell'Area di Sassa, come del resto in molte aree della Toscana meridionale, inizia nel Tortoniano superiore (TREVISAN, 1952) con facies continentali per lo più sabbioso-conglomeratiche (con clasti prevalenti di liguridi) e più raramente argillose (per maggiore semplicità nell'esposizione, anche i sedimenti depositi in ambiente continentale vengono riferiti alla cronostatigrafia marina).

Nell'intero Bacino di Volterra - Radicondoli - Chiusdino questi sedimenti, conosciuti in letteratura col termine di "serie lignitifera", poggiano discordanti su un substrato preneogenico e, in minor misura, sui sedimenti del Miocene medio-superiore (*Arenaria di Ponsano*) considerati nella letteratura passata come semi-alloctoni e nella più recente come autoctoni (ELTER & SANDRELLI, 1995 *cum bibl.*; BOSSIO *et alii*, presente volume).

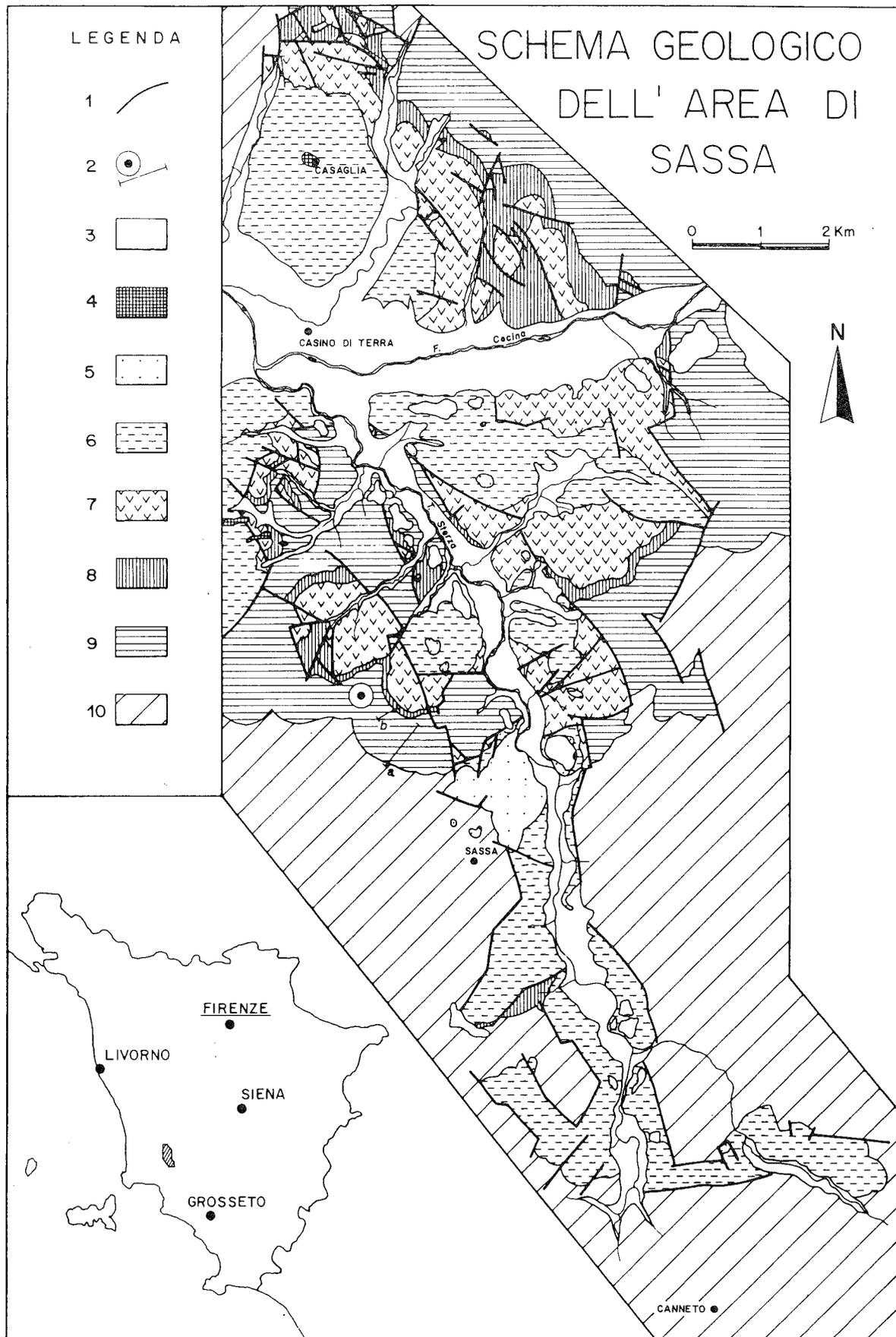


Fig. 1 - Simboli usati: 1) faglie; 2) tracce della sezione; 3) depositi alluvionali recenti e terrazzati; 4) sabbie e conglomerati (Pleistocene inf.); 5) argille, sabbie, calcareniti e conglomerati (Pliocene medio); 6) argille, sabbie e conglomerati (Pliocene inf.); 7) argille, gessi e conglomerati ("lago-mare", Messiniano sup.); 8) argille, gessi e marne fetide (Messiniano inf.); 9) conglomerati, argille, sabbie e marne ("serie lignitifera", Tortoniano inf.); 10) substrato pre-neogenico. Da Bossio *et alii* (1994) con leggere modifiche.

Nel Messiniano la sedimentazione diviene prevalentemente argillosa in tutta l'Area di Sassa e contemporaneamente l'ambiente di sedimentazione si evolve da lacustre a lagunare-salmastro a seguito di un primo contatto delle acque del Bacino di Volterra - Radicondoli - Chiusdino con quelle marine dell'area tirrenica. Nella porzione centro-orientale del bacino è presente un primo livello di gessi dello spessore di alcune decine di metri, nell'Area di Sassa tale livello è assente oppure ridotto a pochi metri. Questi primi sedimenti messiniani sono stati attribuiti da Bossio *et alii*, 1994 alla Zona a *G. conomiozea* dello schema zonale di IACCARINO & SALVATORINI (1982). Sempre nel Messiniano inferiore l'intera Area di Sassa diviene sede di un dominio marino i cui sedimenti sono stati riferiti da Bossio *et alii* (1994) alla porzione basale della *Non-distinctive Zone*. La sedimentazione argillosa è quindi interrotta dalla deposizione di evaporiti correlabili con quelle che hanno interessato l'intero bacino mediterraneo. Le evaporiti rappresentano quindi i depositi di chiusura della sedimentazione in ambiente marino in tutta l'Area di Sassa, una sedimentazione che comunque continua senza interruzioni. Infatti all'ambiente marino-evaporitico si sostituisce, apparentemente senza soluzione di continuità, quello continentale ("lago-mare") che caratterizza tutto il Messiniano superiore e che è contraddistinto dalla sedimentazione di argille, sabbie e conglomerati, con frequenti depositi di gessareniti.

Ai sedimenti messiniani seguono quelli del Pliocene inferiore; nella porzione settentrionale dell'Area di Sassa il contatto è concordante mentre in quella meridionale è presente una evidente discordanza angolare dovuta ad una fase di sollevamento che secondo Bossio *et alii* (1994) si sarebbe realizzato all'interno dell'intervallo di tempo compreso fra la deposizione delle evaporiti ed il Pliocene inferiore basale. Sempre per quanto riguarda il settore settentrionale, Bossio *et alii* (1994) hanno riconosciuto la presenza di un secondo ciclo sedimentario pliocenico (Pliocene medio), contraddistinto prevalentemente da litotipi calcarenitici e argillosi e di un conglomerato pleistocenico che probabilmente rappresenta le propaggini più orientali del "Conglomerato di Riparbella" (GIANNELLI *et alii*, 1981).

LA SUCCESSIONE MIOCENICA DI BOTRO DELLA CANONICA

La successione di Botro della Canonica (affluente sinistro del T. Sterza, a sua volta affluente sinistro del F. Cecina), è ottimamente esposta ed è tra le più continue di tutto il bacino di Volterra per quanto riguarda i sedimenti del Tortoniano - Messiniano.

In particolare l'affioramento di Botro della Canonica comprende sedimenti del Tortoniano superiore - Messiniano inferiore basale (Fig. 2), mentre i sedimenti messiniani più recenti ("lago-mare") affiorano, con ottima esposizione, nella Cava di Faltona, attiva fino a tempi recenti per l'estrazione di alabastro.

Dalla base al tetto della successione sono riconoscibili 6 associazioni litologiche principali:

- 10 m di conglomerati di conoide alluvionale con clasti eterometrici prevalentemente calcarei e scarsamente arrotondati discordanti sulle argille a palombini;
- 80 m di conglomerati e sabbie argillose di piana alluvionale; i ciottoli sono di dimensioni inferiori ri-

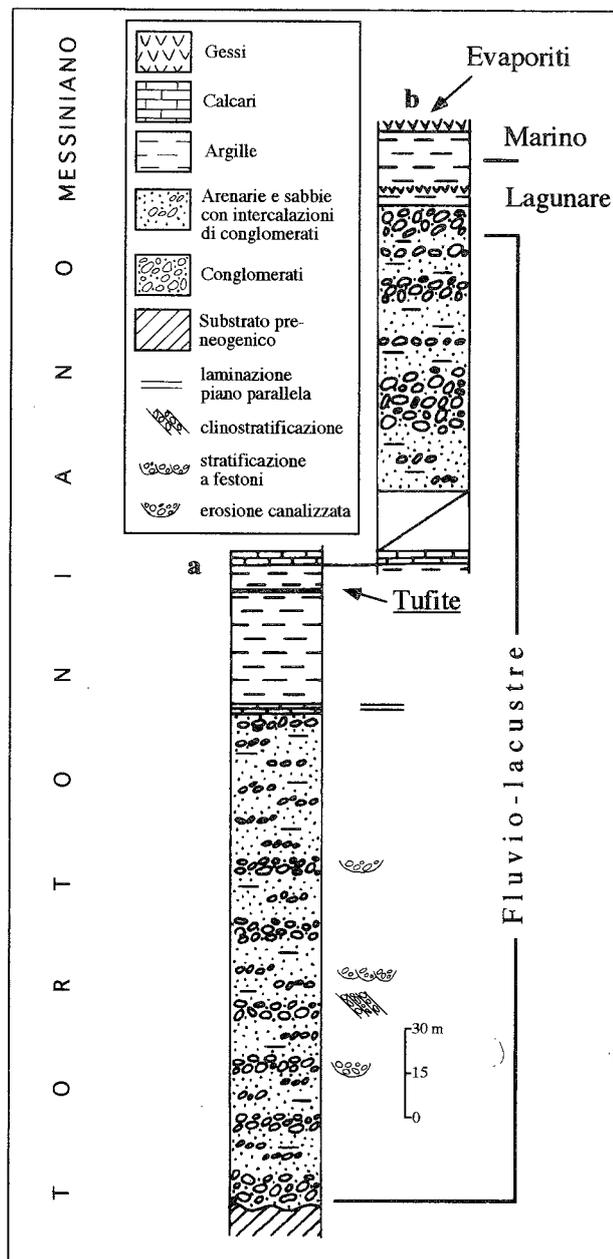


Fig. 2 - Colonna stratigrafica schematica della successione miocenica di Botro della Canonica.

petto a quelli dell'unità precedente, raggiungendo le dimensioni massime di 10-15 cm; i conglomerati sono strutturati in lenti con base erosiva e tetto caratterizzato da stratificazione a festoni;

- 80 m di sedimenti granulometricamente simili ai precedenti, ma di ambiente deltizio, in cui sono frequenti strutture da canalizzazione e spesso si osserva stratificazione obliqua e a festoni. Presso la base di questa unità compaiono i primi ciottoli di ofioliti, mai rinvenuti nelle unità sottostanti, e che alcune volte risultano gli unici costituenti dei banchi di conglomerato;
- 50 m di argille grigie lacustri contraddistinte sia alla base (un banco di circa 1 m di spessore) che al tetto (alcuni livelli centimetrici) da calcari color nocciola scuro con frequenti impronte di *Lymnocardium*. E' nel terzo superiore di questa unità che è stato rinvenuto il livello tuffitico.

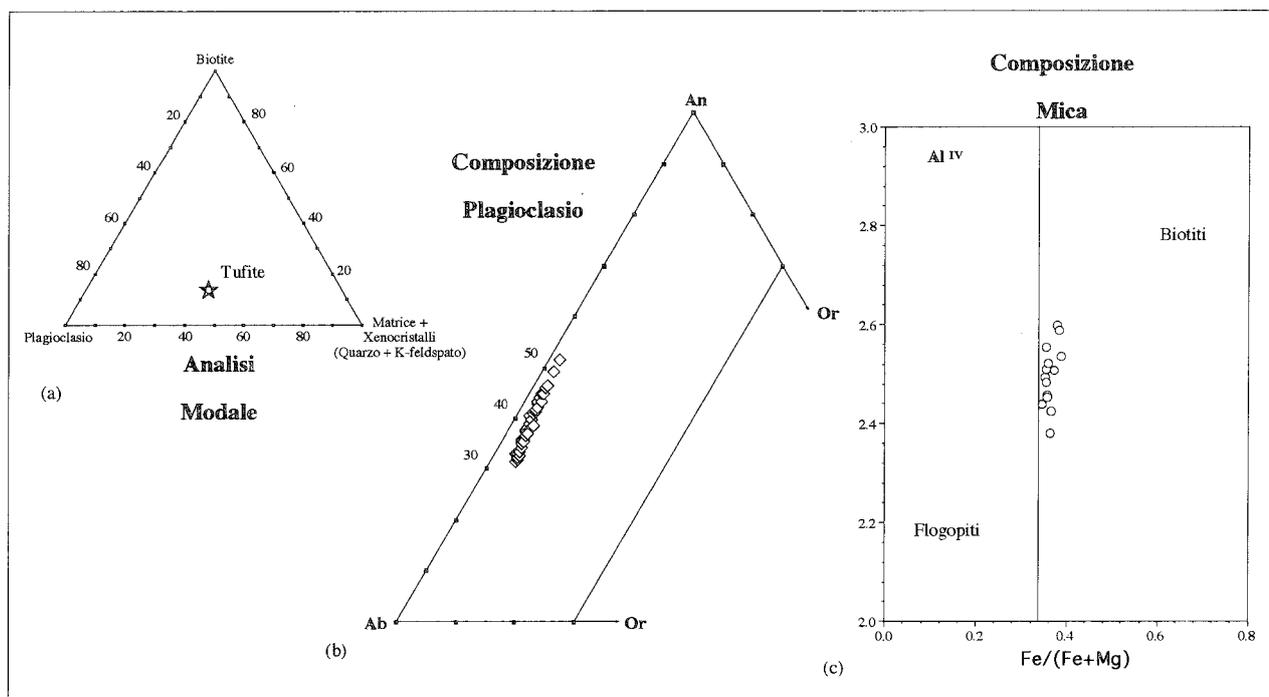


Fig. 3 - a) Analisi modale; b) diagramma triangolare An, Ab, Or; c) diagramma classificativo delle miche.

Tabella 1. Analisi modale della tufite LP-263.

	% Volumetrica
Plagioclasio	44.8 ± 1.1
Biotite	13.9 ± 0.8
Quarzo	0.8 ± 0.4
K feldspato peretitico	1.2 ± 0.4
Matrice	39.3 ± 1.1
Tot.	100.0

Analisi eseguite tramite contapunti Swift contando 7500 punti (reticolo con maglia di 0.2 x 0.3 mm) su due sezioni sottili diversamente orientate. Errori calcolati secondo VAN DER PLAS & TOBI (1965).

Nelle argille soprastanti la tufite si rinvencono altri sottili livelli arenitici con clasti di origine vulcanica simili ai precedenti. Questi livelli sono chiaramente risedimentati, come indicato dalla gradazione diretta dei clasti sempre ben evidente. I prodotti vulcanici dovevano quindi essere presenti sia nelle zone marginali del lago che nelle aree emerse circostanti;

— 110 m di conglomerati rosso vinaccia di ambiente deltizio, simili per granulometria a quelli delle precedenti unità sabbioso-conglomeratiche, dalle quali si distinguono per il colore e per il minor grado

di cementazione. Nella porzione sommitale di questa unità compaiono le prime associazioni microfau-nistiche di ambiente lagunare-salmastro;

— 20 m di argille grigie dapprima di ambiente lagunare-salmastro e quindi marino (“*Argille a Pycnodonta*” della letteratura). Nelle prime si trovano sottili intercalazioni di gessareniti e di areniti fini ad Anel-lidi; nelle seconde sono diffusi i gusci di *Pycnodon-te navicularis*. Al di sopra delle argille è presente un banco di gesso alabastrino di circa 2 m di spessore che chiude la sedimentazione marina.

Questi ultimi sedimenti rappresentano gli affioramenti stratigraficamente più bassi dalla Cava Faltona nel resto della quale sono ben esposti circa 100 m di successione messiniana di “lago-mare” che non ven-gono qui descritti perché al di fuori del contesto del lavoro.

LA TUFITE

Descrizione

Alla scala dell'affioramento la tufite si presenta come un livello continuo dello spessore costante di 4-5 cm; purtroppo l'area calanchiva dell'affioramento è molto limitata e quindi il livello è osservabile lateral-mente solo per pochi metri. I contatti con le argille, nelle quali essa è intercalata sono netti e al suo interno non si osserva alcuna organizzazione del sedimento ad eccezione dell'isorientazione dei cristalli micacei che tendono a disporsi parallelamente alla stratificazione. Al campione a mano la roccia si mostra abbastanza ben litificata ed ha un colore bruno chiaro punteggiato da cristalli micacei neri.

L'osservazione al microscopio di alcune sezioni sottili orientate rivela che la tufite è costituita in pre-valenza da un aggregato di cristalli sialici e biotite (“*crystal tuff*”) immerso in una matrice composta da una

Tabella 2. Analisi selezionate di cristalli di plagioclasio

N°	10	11	12	13	14	15	16	17	19	23	24	26	31	32	35	1b	2b	3b	4b	5b	
	Traversa		bordo-bordo		cristallo		0.30 mm		nucleo	bordo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	traversa	bordo-bordo	bordo-bordo	cristallo	0.3 mm	
SiO ₂	60.59	60.66	59.72	59.6	59.25	59.47	60.11	60.82	55.79	58.55	57.36	57.00	59.04	58.5	60.20	59.28	57.48	56.93	57.36	59.44	
Al ₂ O ₃	24.37	24.17	24.9	25.06	25.24	25.16	24.64	24.23	27.58	25.82	26.58	26.91	25.41	25.86	24.64	25.56	26.53	26.92	26.88	25.66	
CaO	6.87	6.79	7.53	7.78	7.66	7.51	7.03	6.86	10.81	8.65	9.35	9.69	8.00	8.56	7.08	7.92	9.12	9.50	9.14	7.55	
Na ₂ O	7.34	7.52	7.19	6.88	7.21	7.15	7.49	7.33	5.45	6.44	6.29	5.95	6.98	6.54	7.31	6.55	6.33	6.23	6.21	6.71	
K ₂ O	0.81	0.84	0.65	0.65	0.62	0.69	0.70	0.73	0.35	0.52	0.39	0.42	0.55	0.51	0.75	0.69	0.54	0.42	0.41	0.64	
Tot.	99.98	99.98	99.99	99.97	99.98	99.98	99.97	99.97	99.98	99.98	99.97	99.97	99.98	99.97	99.98	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
Formula sulla base di 8 atomi di ossigeno																					
Si	2.704	2.709	2.670	2.665	2.652	2.660	2.686	2.712	2.515	2.623	2.577	2.562	2.643	2.621	2.689	2.649	2.582	2.559	2.573	2.653	
Al	1.282	1.272	1.312	1.321	1.332	1.327	1.298	1.274	1.466	1.363	1.407	1.426	1.341	1.366	1.297	1.346	1.404	1.426	1.421	1.350	
Ca	0.329	0.325	0.361	0.373	0.367	0.360	0.337	0.328	0.522	0.415	0.450	0.467	0.384	0.411	0.339	0.379	0.439	0.458	0.440	0.361	
Na	0.635	0.651	0.623	0.596	0.626	0.620	0.649	0.634	0.476	0.559	0.548	0.519	0.606	0.568	0.633	0.568	0.551	0.543	0.540	0.581	
K	0.046	0.048	0.037	0.037	0.035	0.039	0.040	0.042	0.020	0.030	0.022	0.024	0.031	0.029	0.043	0.039	0.031	0.024	0.024	0.036	
An	32.53	31.73	35.33	37.04	35.72	35.31	32.82	32.68	51.26	41.34	44.11	46.24	37.58	40.76	33.39	38.46	42.99	44.67	43.81	36.91	
Ab	62.90	63.59	61.04	59.27	60.84	60.83	63.28	63.18	46.77	55.70	53.70	51.38	59.34	56.35	62.39	57.54	53.97	52.98	53.84	59.36	
Or	4.57	4.67	3.63	3.68	3.44	3.86	3.89	4.14	1.98	2.96	2.19	2.39	3.08	2.89	4.21	3.99	3.03	2.35	2.34	3.73	
Si+Al	3.986	3.981	3.983	3.985	3.984	3.987	3.984	3.986	3.981	3.986	3.984	3.987	3.984	3.987	3.986	3.995	3.986	3.986	3.995	4.003	

Analisi eseguite tramite SEM-EDS Philips 515 (Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa)

Tabella 3. Analisi selezionate di cristalli di biotite.

N°	42	43	44	46	47	49	51	52	56
SiO ₂	38.19	38.03	37.48	37.45	38.05	37.91	38.52	38.18	37.61
TiO ₂	4.64	4.43	5.20	4.92	4.82	4.88	4.80	4.94	5.08
Al ₂ O ₃	14.27	14.19	14.41	14.53	14.59	14.76	13.97	14.90	14.64
FeO	20.70	21.27	21.84	21.21	20.71	20.96	21.31	20.54	21.00
MnO								0.15	
MgO	12.35	11.69	11.62	12.01	11.84	12.10	11.81	11.66	12.10
CaO	0.22	0.17	0.13	0.20	0.21	0.19	0.20	0.16	0.15
Na ₂ O	1.43	1.40	1.06	1.33	1.57	1.13	0.84	1.36	1.11
K ₂ O	8.11	8.68	8.11	8.31	8.17	7.99	8.50	8.08	8.10
Tot.	99.91	99.86	99.85	99.96	99.96	99.92	99.95	99.97	99.79

Formula sulla base di 22 cariche negative

Si	2.78	2.79	2.75	2.74	2.77	2.76	2.81	2.77	2.75
Al IV	1.22	1.21	1.25	1.26	1.23	1.24	1.19	1.23	1.25
Al VI	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.05	0.00
Ti	0.25	0.24	0.29	0.27	0.26	0.27	0.26	0.27	0.28
Fe ²⁺	1.26	1.30	1.34	1.30	1.26	1.27	1.30	1.25	1.28
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	1.34	1.28	1.27	1.31	1.28	1.31	1.28	1.26	1.32
Ca	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Na	0.20	0.20	0.15	0.19	0.22	0.16	0.12	0.19	0.16
K	0.75	0.81	0.76	0.78	0.76	0.74	0.79	0.75	0.75

Analisi eseguite tramite SEM-EDS Philips 515 (Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa)

Tabella 4. Risultati della datazione K/Ar della tufite.

Sigla	Mat.	% K	⁴⁰ Ar _{rad} (nl/g)	$\frac{{}^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}}{{}^{40}\text{Ar}_{\text{tot}}}$	Età apparente (Ma)
LP-263	Bt	6.37	2.00	0.57	8.07 ± 0.11

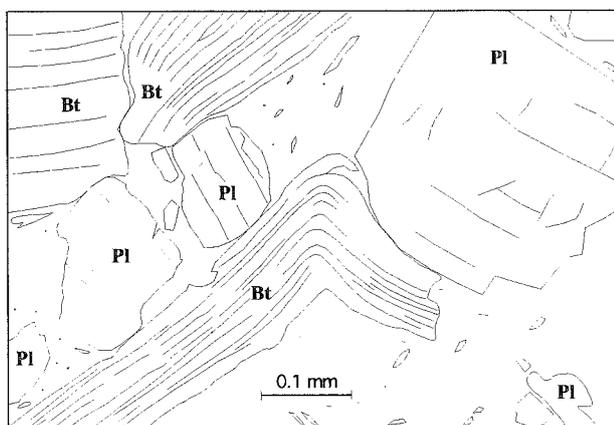


Fig. 4 - Particolare della tufite, ripreso da una sezione sottile tagliata ortogonalmente alla stratificazione, che evidenzia la deformazione dei cristalli di biotite (Bt) ad opera dei cristalli di plagioclasio (Pl).

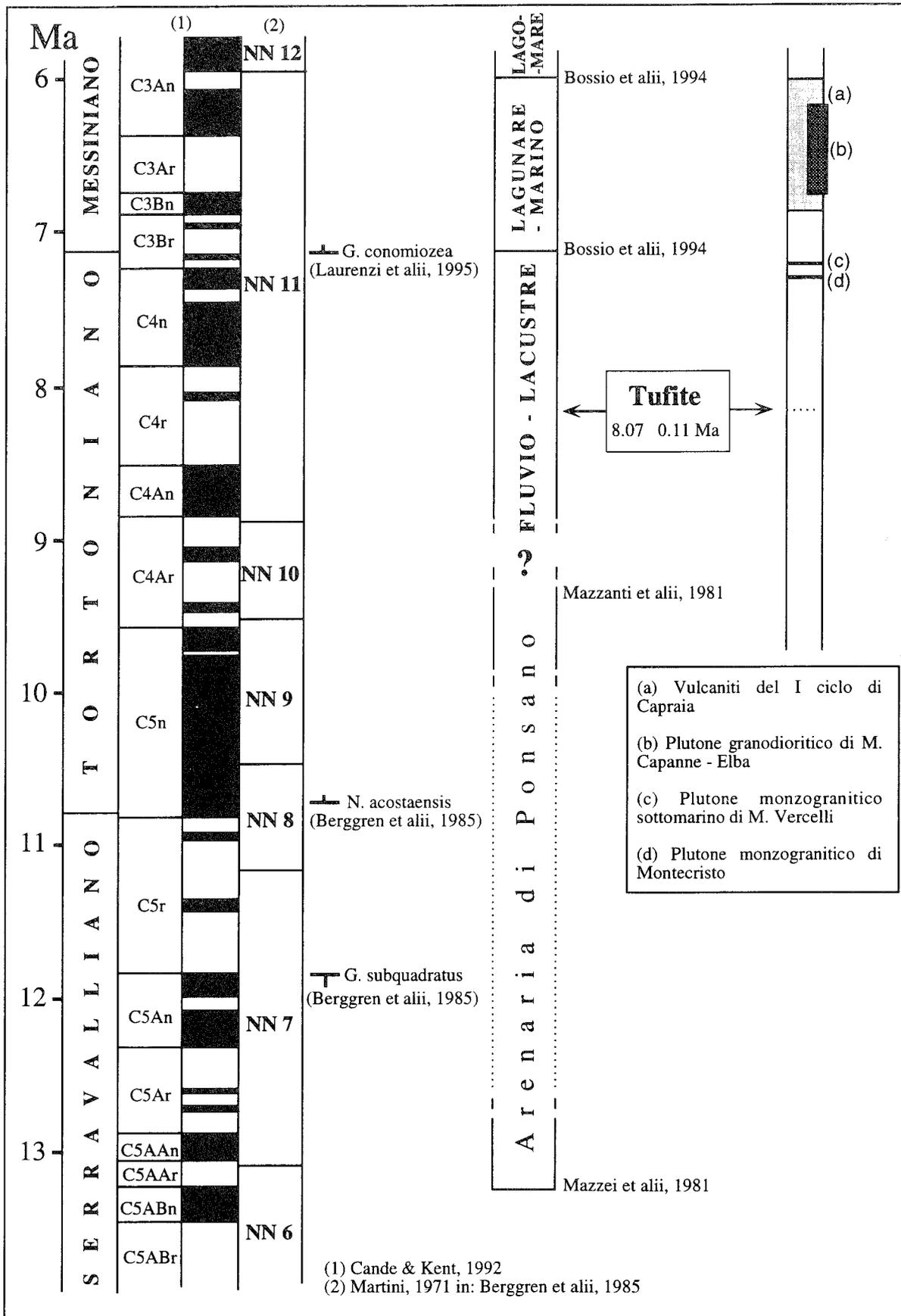


Fig. 5 - Inquadramento bio-crono-magnetostratigrafico dei sedimenti del Miocene superiore dell'Area di Sassa e dell'Arenaria di Ponsano. La calibrazione della zonazione *standard* a nannoplancton calcareo rispetto alla scala magnetostratigrafica è quella di BERGGREN *et alii* (1985); la scala magnetostratigrafica è quella di CANDE & KENT (1992). Sono riportate anche le età delle principali manifestazioni magmatiche della Toscana in questo periodo (riferimenti geocronologici in INNOCENTI *et alii*, 1992).

pasta argillosa giallo-verdastra (probabile prodotto di alterazione di un originario vetro vulcanico) e da microliti di plagioclasio (Tab. 1, Fig. 3a). Nella matrice sono anche sporadicamente presenti minute sferule (30-50 μm) di solfuro di ferro. La componente clastica si presenta prevalentemente angolosa, classata e con una granulometria dominante compresa tra 0.2 e 0.4 mm; solo pochi cristalli di plagioclasio e di mica raggiungono, rispettivamente, le dimensioni massime di 1 e 2 mm. I minerali sialici della componente clastica sono costituiti in larga prevalenza (45% in vol.) da cristalli, quasi sempre fratturati e limpidi, di plagioclasio andesinico; i dati microanalitici (Tab. 2, Fig. 3b) indicano una moda composizionale intorno ad An_{35} mentre alcune traverse eseguite su cristalli di circa 0.3 mm evidenziano una moderata zonatura ($\text{An}_{30} \div \text{An}_{45}$). Altre fasi sialiche, di probabile origine xenolitica, sono rappresentate da K-feldspato peritico sericitizzato (1% circa) e da cristalli di quarzo con estinzione ondulata e ricchi di inclusioni fluide (1% circa). La biotite (Tab. 3, Fig. 3c), a volte parzialmente alterata in prodotti cloritici, è l'unico minerale femico del deposito e si presenta in cristalli appiattiti molto spesso ospitanti piccoli cristalli di apatite e zircone. Inoltre essa è spesso intensamente deformata e piegata in corrispondenza del contatto con gli spigoli dei cristalli sialici (Fig. 4). La causa di queste deformazioni è imputabile all'effetto di compressione operato dai cristalli angolosi sialici durante la compattazione del sedimento. Nella componente clastica sono infine presenti rari microxenoliti di rocce assimilabili a masse fondamentali feltrose di lave.

Età

Una determinazione K/Ar su biotite ha fornito un'età apparente di 8.07 ± 0.11 Ma (Tab. 4). Tale dato va considerato come preliminare sia per il basso contenuto in K della biotite (tre determinazioni indipendenti eseguite tramite AAS hanno fornito un valore medio di $6.37 \pm 0.05\%$ di K) sia per il comportamento non sempre ideale di questo minerale. Ulteriori determinazioni radiometriche (metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sul plagioclasio) sono previste su questo livello che al momento rappresenta l'unica possibilità di attribuzione cronologica diretta della successione fluvio-lacustre pre-evaporitica del Bacino di Volterra - Radicondoli - Chiusdino.

CONCLUSIONI

L'associazione mineralogica, i dati sul chimismo della biotite e l'età della tufite suggeriscono per essa una affinità con i prodotti della Fase II del magmatismo neogenico-quadernario dell'Italia centrale di INNOCENTI *et alii* (1992). Tale fase include plutoni granitoidi del M. Capanne, Montecristo e del M. Vercelli nonché l'attività vulcanica dell'Isola di Capraia. In particolare, la provenienza della tufite potrebbe essere riferita proprio all'attività di Capraia, pur tenendo conto che, per quest'ultima, le più recenti datazioni pubblicate indicano età non più antiche di 6.9 Ma (BARBERI *et alii*, 1986). Sia lo spessore che la granulometria media della tufite, indicanti una posizione non distale rispetto al centro di emissione, sono a sostegno di quest'ultima ipotesi.

Bossio *et alii* (1994) ritengono che la base dei depositi di ambiente lagunare-marino sia prossima al limite inferiore della Zona a *G. conomiozea* definito dal-

la comparsa del *taxon* nominale; tale evento, secondo LAURENZI *et alii* (1995), avrebbe un'età compresa tra 7.08 e 7.16 Ma. La conoscenza dell'estensione temporale tra il passaggio dalla facies fluvio-lacustre a quella lagunare-marina e la messa in posto della tufite, consente di formulare alcune considerazioni di carattere tettono-sedimentario.

La velocità di sedimentazione calcolabile nella porzione di successione lacustre compresa fra il livello tuffitico e i primi sedimenti lagunari è stimabile, tenendo conto dell'incertezza sui dati cronologici e sullo spessore dei sedimenti stessi, tra 0.16 e 0.09 mm/anno. Questi valori, se estrapolati anche alla porzione inferiore della successione, fornirebbero un'età della base della stessa compresa tra 9.3 e 10.7 Ma. Tali età sono comunque più antiche di quella attribuita al *top* dell'*Arenaria di Ponsano* (in aree più orientali del Bacino di Volterra - Radicondoli - Chiusdino sedimenti correlabili con quelli della porzione inferiore della successione di Botro della Canonica poggiano in discordanza sulla *Formazione delle Arenaria di Ponsano*). I sedimenti sommitali dell'*Arenaria di Ponsano* sono stati infatti riferiti alla Zona NN10 del nannoplancton calcareo da MAZZANTI *et alii* (1981). Questa zona si estende da poco meno di 9 Ma a circa 9.5 Ma (Fig. 5). Di conseguenza, la velocità di sedimentazione nella porzione inferiore della successione lacustre deve essere stata più elevata rispetto a quella del tratto superiore. Ciò rivela che nella fase iniziale il ciclo di sedimentazione fluvio-lacustre era contraddistinto da una tettonica di "sprofondamento" più rapida.

BIBLIOGRAFIA

- BARBERI F., FERRARA G., FRANCHI F., SERRI G., TONARINI S. & TREUIL M. (1986) - *Geochemistry and geochronology of the Capraia island volcanic complex (north Tyrrhenian Sea, Italy)*. Geochronology and Cosmochronology and isotope geology (ICOG 6), Cambridge. Terra Cognita, 6, 185.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy*. In: N.J. SHELLING (Ed) - "The Chronology of the Geological Record". Mem. Soc. Geol. (Londra), 11-259.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI, L.M., MAZZANTI R., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G.F., SANDRELLI F. & TESTA G. (1994) - *Note preliminari sul Neautoctono dell'Area di Sassa (settore SW del Bacino di Volterra) provincie di Pisa e Livorno*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1994/1, 33-43.
- BOSSIO A., FORESI L.M., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. - *Evoluzione tettonico sedimentaria nel corso del Neogene lungo una trasversale compresa tra Volterra e i Monti del Chianti*. Presente volume.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new geomagnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res., 97, 13917-13951.
- ELTER F.M. & SANDRELLI F. (1994) - *La fase post-nappe nella Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, 37, 173-193.
- GIANNELLI L., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1981). *I sedimenti del Pliocene inferiore della zona compresa fra Riparbella e Bibbona (provincie di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 41-56.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. stratigr. ed evoluz. Quad. 2, 115-125.
- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA G., MANETTI P. & TONARINI S. (1992) - *Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: thirty years after Marinelli's model*. Acta Vulcanol., 2, 247-265.

- LAURENZI M.A., TATEO F., VILLA I.M. & VAI G.B. (1995) - *New radiometric dating bracketing the Tortonian-Messinian boundary in the Romagna potential stratotype section (Northern Apennine)*. In: "Miocene integrated stratigraphic sequence". (S. MONTANARI, R. COCCIONI & G.S. ODIN Eds.), Elsevier.
- MAZZANTI R., MAZZEI R., MENESINI E. & SALVATORINI G. (1981) - *L'Arenaria di Ponsano: nuove precisazioni sopra l'età*. IX Conv. Soc. Paleont. It. (Pisa, Ottobre 1981), 135-159, Pisa.
- MAZZEI R., PASINI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1981) - *L'età dell'Arenaria di Ponsano della zona di Castellina Scalo (Siena)*. Mem. Soc. Geol. It., 21, (1980), 63-72.
- TREVISAN L. (1952) - *Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene della Val di Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma*. Boll. Soc. Geol. It., 70 (1), 65-78.
- VAN DER PLAS L. & TOBI A.C. (1965) - *A chart for judging the reliability of point counting results*. Am. J. Sci., 263, 87-90.

