

UNIVERSITA' DELLA CALABRIA



Dipartimento di Scienze della Terra

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DELLA CALABRIA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE, NATURALI

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA XX CICLO

*SETTORE SCIENTIFICO DISCIPLINARE
GEO/02 (GEOLOGIA STRATIGRAFICA E SEDIMENTOLOGIA)*

**COMPOSIZIONE E PROVENIENZA DELLE SUCCESSIONI
PLIO-PLEISTOCENICHE
DELLA MEDIA VALLE DEL FIUME CRATI**

MARIANGELA AIELLO

INDICE

| | |
|-----------------------|--------|
| PREMESSA | PAG. 1 |
|-----------------------|--------|

CAPITOLO I – CARATTERISTICHE GEOLOGICO–STRUTTURALI DEL SETTORE SETTENTRIONALE DELL’ARCO CALABRO PELORITANO

| | |
|---|---------|
| 1.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE | PAG. 4 |
| 1.2 ASSETTO GEOLOGICO DEL SETTORE SETTENTRIONALE DELL’ACP | PAG. 7 |
| 1.3 IL BACINO DEL CRATI | PAG. 11 |
| 1.4 STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DEL BACINO DEL CRATI | PAG. 12 |
| 1.4.1 DEPOSITI PLIOCENICI | PAG. 12 |
| 1.4.2 DEPOSITI PLEISTOCENICI | PAG. 13 |
| 1.5 STRUTTURAZIONE DEL BACINO DEL CRATI | PAG. 13 |

CAPITOLO II – METODOLOGIE DI INDAGINE

| | |
|--|---------|
| 2.1 INTRODUZIONE | PAG. 16 |
| 2.2 ANALISI OTTICA MICROSCOPICA | PAG. 16 |
| 2.2.1 COMPONENTE DETRITICA DEL SEDIMENTO | PAG. 18 |
| 2.3 ANALISI DIFFRATTOMETRICA | PAG. 19 |
| 2.4 ANALISI GRANULOMETRICA | PAG. 20 |
| 2.5 ANALISI GEOCHIMICA:LA TECNICA ICP-MS | PAG. 20 |

CAPITOLO III – CAMPIONATURA DELLE SUCCESSIONI PLIO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DEL CRATI

| | |
|--|---------|
| 3.1 CONOSCENZE GEOLOGICHE GENERALI | PAG. 22 |
| 3.2 SUCCESSIONI PLIOCENICHE | PAG. 24 |
| 3.2.1 SEZIONE DI VACCARIZZO – MONTALTO | PAG. 24 |
| 3.2.2 SEZIONE DI NOGIANO – SAN FILI | PAG. 27 |
| 3.2.3 SEZIONE DI SAN MARCO ARGENTANO | PAG. 28 |

| | |
|--|---------|
| 3.2.4 SEZIONE DI LUZZI – ROSE – ARENTE | PAG. 29 |
| 3.3 SUCCESIONI PLEISTOCENICHE | PAG. 30 |
| 3.3.1 SEZIONE DI REGINA – SARTANO | PAG. 30 |

CAPITOLO IV – ANALISI OTTICA MICROSCOPICA

| | |
|--|---------|
| 4.1 PETROFACIES DELLE SUCCESIONI PLIOCENICHE | PAG. 35 |
| 4.1.1 SEZIONE DI VACCARIZZO - MONTALTO | PAG. 35 |
| 4.1.2 SEZIONE DI NOGIANO – SAN FILI | PAG. 46 |
| 4.1.3 SEZIONE DI MONGRASSANO – SAN MARCO ARGENTANO | PAG. 52 |
| 4.1.4 SEZIONE DI MENDICINO E DESTRA CRATI | PAG. 54 |
| 4.2 PETROFACIES DELLE SUCCESIONI PLEISTOCENICHE | PAG. 55 |
| 4.2.1 CAVA DI COZZO LA TORRE – COZZO CARBONARO – COZZO DI PIRO | PAG. 57 |
| 4.2.2 CAVA DI MINISTALLA | PAG. 59 |
| 4.2.3 CAVA DI ARCIACONO | PAG. 63 |
| 4.3 CONGLOMERATO CARBONATICO | PAG. 66 |

CAPITOLO V – ANALISI GRANULOTRICHE

| | |
|---------------------------------|---------|
| 5.1 ANALISI DEI SEDIMENTI | PAG. 72 |
| 5.2 RISULTATI | PAG. 73 |

CAPITOLO VI – ANALISI GEOCHIMICA

| | |
|------------------------------------|---------|
| 6.1 GEOCHIMICA DELLE DOLOMIE | PAG. 86 |
|------------------------------------|---------|

CAPITOLO VII – DISCUSSIONE DATI

| | |
|--|---------|
| 7.1 SUCCESIONI PLIOCENICHE | PAG. 92 |
| 7.1.1 SEZIONE DI VACCARIZZO - MONTALTO | PAG. 92 |
| 7.1.2 SEZIONE DI NOGIANO – SAN FILI | PAG. 94 |
| 7.1.3 SEZIONE DI MONGRASSANO – SAN MARCO ARGENTANO | PAG. 96 |
| 7.1.4 SEZIONE DI MENDICINO E DESTRA CRATI | PAG. 96 |
| 7.2 SUCCESIONI PLIOCENICHE | PAG. 97 |

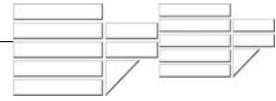
| | |
|--|-----------------|
| 7.2.1 CAVA DI COZZO LA TORRE – COZZO CARBONARO – COZZO DI PIRO | PAG. 98 |
| 7.2.2 CAVA DI ARCIACONO | PAG. 99 |
| 7.2.3 CAVA DI MINISTALLA | PAG. 99 |
| 7.3 CONGLOMERATO CARBONATICO | PAG. 100 |
| 7.4 CONSIDERAZIONI PALEOGEOMORFOLOGICHE | PAG. 101 |
| | |
| CONCLUSIONI | PAG. 105 |
| | |
| RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI | PAG. 109 |
| | |
| ALLEGATI | PAG. 120 |

PREMESSA

Una attenta caratterizzazione delle aree-fonte del sedimento costituisce uno degli aspetti più rilevanti quando si effettua un'analisi sulle provenienze. Per una corretta ricostruzione paleogeografia e paleotettonica risulta, infatti, indispensabile la determinazione delle litologie affioranti nell'area sorgente e la comprensione dell'incidenza del clima e del rilievo sulla produzione e dispersione del detrito, mediante l'analisi della composizione detritica delle rocce terrigene.

I fattori che esercitano un controllo sulla produzione del sedimento e sulla predominanza di determinati tipi sedimentologici rispetto ad altri, nonché sulle modalità di dispersione dei granuli detritici dall'area-fonte fino al bacino di deposizione sono di fatto molteplici e di vario tipo (Johnsson, 1993). Fra questi, sicuramente la litologia delle rocce madri gioca un ruolo estremamente importante, in particolare sulle caratteristiche composizionali e tessiturali del sedimento (Garzanti, 1986; Pettijohn *et al.*, 1987; Critelli *et al.*, 1997; Le Pera & Critelli, 1997). Altre importanti modificazioni possono essere indotte dal *weathering* (Basu, 1981; Nesbitt & Young, 1984; 1989) dalla disgregazione meccanica, dalla selezione idrodinamica e dalla diagenesi. Tutti questi fattori sono strettamente correlati e condizionati, a vario grado, dall'assetto tettonico regionale (Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson & Valloni, 1980), dal clima (in termini di temperatura e grado di umidità) e dal rilievo (James *et al.*, 1981; Basu, 1985; Grantham & Velbel, 1988; Johnsson, 1990; 1992; Johnsson *et al.*, 1991), dal sistema di trasporto (Cameron & Blatt, 1971; McBride & Picard, 1987) e dall'ambiente deposizionale (Mack, 1978).

Analisi di *facies*, *trend* granulometrici e determinazioni delle paleocorrenti forniscono importanti indicazioni sulle direzioni di trasporto, ma attraverso lo studio delle variazioni composizionali del sedimento, mediante la caratterizzazione delle mode detritiche, è possibile ottenere informazioni su altri aspetti inerenti la determinazione delle provenienze. Infatti, nonostante le innumerevoli complicazioni esistenti tra la produzione dei granuli sabbiosi ed il loro rinvenimento in una arenite, lo studio delle mode detritiche, definite dal conteggio per punti al microscopio, può essere, talvolta, l'unica fonte di informazione per la determinazione



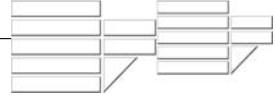
dei cambiamenti areali e temporali delle provenienze, qualora non risultino preservati tutti gli elementi necessari ad una corretta ricostruzione area fonte-bacino deposizionale.

Un'indagine petrografica di tipo quantitativo consente il riconoscimento di *petrofacies* caratteristiche di ben definiti assetti geotettonici. Molti Autori sono, infatti, concordi nel ritenere che esista una stretta corrispondenza tra la composizione detritica delle areniti e l'assetto geodinamico delle corrispondenti aree di provenienza (Crook, 1974; Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson, 1985, 1988; Valloni, 1985; Zuffa, 1987; Critelli & Ingersoll, 1995). Dickinson (1985), ad esempio, basandosi sui dati ottenuti dallo studio di numerosi corpi arenitici antichi, descrive almeno quattro maggiori aree di provenienza cui corrispondono altrettante specifiche composizioni detritiche. Sulla base di dati composizionali di sabbie marine attuali, Yerino & Maynard (1984) distinguono cinque maggiori assetti tettonici, anche se con ampie sovrapposizioni.

Questo tipo di approccio viene frequentemente applicato nell'interpretazione dell'evoluzione tettonica di bacini sedimentari a carattere regionale. Tuttavia, esistono delle limitazioni connesse a variazioni temporali nell'assetto tettonico (Mack, 1984), variazioni composizionali legate all'ambiente deposizionale ed al clima (Suttner, 1974; Mack, 1984) e contaminazioni da apporti provenienti da aree con assetti tettonici diversi da quello del bacino di sedimentazione considerato (Dorsey, 1988).

Per molti aspetti, la Calabria settentrionale rappresenta un'interessante area di studio per la determinazione delle mode detritiche, in virtù della sua peculiare struttura tettonica, della vasta gamma di litotipi affioranti e delle sue caratteristiche idrologico-climatiche.

Lo scopo di questo lavoro è quello di caratterizzare da un punto di vista composizionale le successioni Plio-Pleistoceniche del Bacino del Crati, definendo l'evoluzione delle mode detritiche di tali depositi e le variazioni composizionali nelle litologie delle aree di provenienza, che differenziano i depositi pliocenici da quelli pleistocenici. Questo tipo di approccio rappresenta un primo tentativo, almeno in Appennino meridionale, di utilizzare i dati petrografici negli studi di Geologia del Quaternario; in particolare, attraverso la delineazione delle variazioni composizionali, si è cercato di caratterizzare le aree sorgenti - bacini alimentatori e, di questi, caratterizzarne i paleopaesaggi correlati – puntando, inoltre, a



definire il ruolo della tettonica nella modificazione delle aree sorgenti e, di conseguenza, nell'evoluzione delle mode detritiche.

Tale intento nasce dall'esigenza di una maggiore comprensione di quali eventi abbiano caratterizzato un arco di tempo a noi così prossimo, eppure per certi aspetti molto lontano, in cui, mentre nelle aree adiacenti si verifica la strutturazione di un'intera catena, l'Arco Calabro costituisce un elemento a se stante, caratterizzato da una storia evolutiva, per certi aspetti, del tutto indipendente.

CAPITOLO I

CARATTERISTICHE GEOLOGICO-STRUTTURALI DEL SETTORE SETTENTRIONALE DELL'ARCO CALABRO PELORITANO

1.1 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'area di studio di questo lavoro è la Valle del Fiume Crati, un ampio bacino intermontano situato nel settore settentrionale dell'Arco Calabro Peloritano, che si sviluppa in direzione meridiana tra la Catena Costiera ad ovest ed il Massiccio della Sila ad est, e confina a nord con il gruppo montuoso del Pollino (figura 1.1).

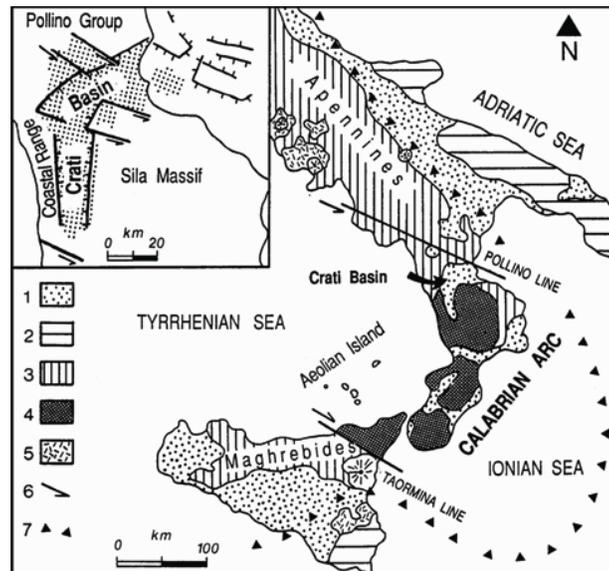
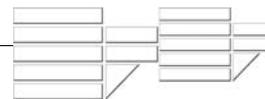


Figura 1.1 –Ubicazione dell'area di studio nel segmento Calabro-Peloritano. Caratteri geologici principali nel settore dell'orogene Appennino-Maghrebide: 1. Sedimenti del Pliocene-Olocene; 2. Avampaese; 3. Orogeno Appennino-Maghrebide; 4. Basamento cristallino; 5. Rocce vulcaniche; 6. Faglie; 7. Fronte di thrust (da Colella, 1988).



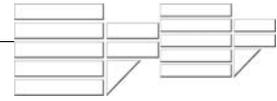
L'Arco Calabro Peloritano (ACP) rappresenta un orogene di forma arcuata e costituisce l'elemento di congiunzione tra la Catena appenninica s.s., con andamento NO-SE, e la Catena siciliano-maghrebide, con andamento E-O.

Tale elemento di natura prevalentemente cristallina consiste, come ampiamente riconosciuto in letteratura, in una catena a falde di ricoprimento a doppia vergenza, inizialmente europea e successivamente africana; le sue caratteristiche tettono-stratigrafiche lo distinguono dalle unità dominatamente sedimentarie delle Catene ad esso adiacenti (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Scandone, 1979; Bonardi *et al.*, 1982; Tortorici, 1982).

Esso rappresenta un cuneo di accrezione formatosi a seguito della collisione delle placche africana ed europea durante l'Orogenesi Alpina, che ha portato alla chiusura del bacino oceanico tetideo interposto (Amodio-Morelli *et al.*, 1976; Tortorici, 1982).

In letteratura sono presenti numerosi modelli, a volte contrastanti, che delineano l'evoluzione geodinamica dell'Arco Calabro. Secondo alcuni esso rappresenta un frammento del margine continentale africano deformatosi durante il Cretaceo-Paleogene a formare con le falde ofiolitiche una catena Eo-Alpina Europa-vergente, sovrascorsa sulla Catena Appenninica nel Miocene Inferiore (Haccard *et al.*, 1972; Alvarez, 1976; Grandjacquet & Mascle, 1978; Amodio Morelli *et al.*, 1976; Scandone, 1979, 1982; Bonardi *et al.*, 1993); secondo altri modelli esso rappresenta un frammento del margine continentale europeo strutturatosi nel Paleogene con le falde di derivazione oceanica a formare una catena a vergenza africana, sovrascorsa nel Miocene sul margine continentale africano (Ogniben, 1969, 1973; Bouillin, 1984; Bouillin *et al.*, 1986; Dietrich, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Thomson, 1998). Altri ancora ipotizzano l'esistenza di un microcontinente localizzato tra le due placche europea ed africana (Guerrera *et al.*, 1993; Bonardi *et al.*, 1996; Cello *et al.*, 1996; Critelli & Le Pera, 1998).

Tuttavia, gli Autori sono concordi nel ritenere che la genesi dell'ACP, che ha caratterizzato l'evoluzione del Mediterraneo centrale durante le fasi pre-oligoceniche, sia legata ad un movimento di tipo compressivo verso sud-est che, durante l'Oligocene-Miocene Inferiore, ha determinato il sovrascorrimento delle unità cristalline calabridi sulle unità sedimentarie d'avampaese della zolla africana e del suo promontorio apulo (Haccard *et al.*, 1972; Alvarez, 1976; Amodio-Morelli *et al.*, 1976; Tortorici, 1982; Bonardi *et al.*, 2001).



La storia evolutiva post-oligocenica dell’ACP è caratterizzata da una tettonica essenzialmente di tipo estensionale, che ha contribuito all’attuale conformazione e disposizione delle unità tettono-stratigrafiche dell’orogene calabrese, determinando, inoltre, l’apertura del Bacino di retro-arco Tirrenico (Malinverno & Ryan, 1986; Dewey *et al.*, 1989; Decandia *et al.*, 1998; figura 1.2).

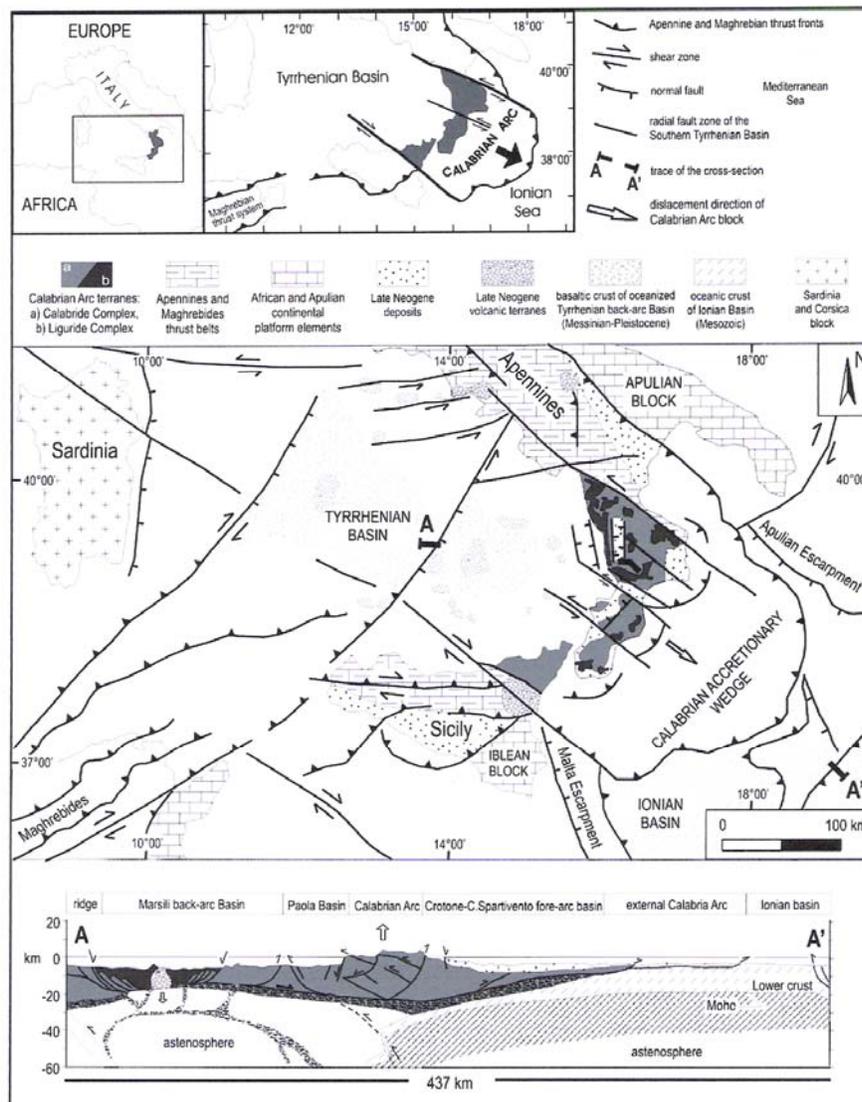
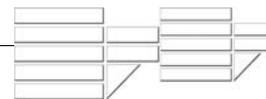


Figura 1.2 – Mappa geologica schematica dell’area del Mediterraneo centrale (da Tansi *et al.*, 2007).



A partire dal Miocene Medio, l’evoluzione geodinamica dell’orogene calabrese è governata da una tettonica di tipo trascorrente, legata alla progressiva migrazione dell’Arco Calabro verso sud-est, lungo dei sistemi di faglia a carattere regionale NO-SE e ONO-ESE caratterizzati da movimenti a trascorrenza sinistra e destra, rispettivamente, nel settore settentrionale e meridionale dell’ACP (Ghisetti & Vezzani, 1981; Rehault *et al.*, 1987; Turco *et al.*, 1990; Knott & Turco, 1991; Monaco & Tansi, 1992; Catalano *et al.*, 1993; Critelli, 1999; Tansi *et al.*, 2007). Durante il Neogene – Quaternario, infatti, l’individuazione di zone di taglio crostali, con aree in transtensione ed in transpressione, determina la dislocazione della catena a falde dell’ACP e condiziona l’architettura e l’evoluzione dei bacini neogenici peritirrenici, tra cui il Bacino del Crati, determinando l’estrusione tettonica delle unità profonde dell’ACP (Tansi *et al.*, 2007).

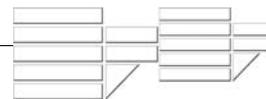
Sistemi trascorrenti trasversali sono descritti da Turco *et al.* (1990) in tutto l’Appennino meridionale, mentre Van Dijk *et al.* (2000), sulla base di studi strutturali unitamente a dati sismici e di pozzo, e, recentemente, Tansi *et al.* (2007) definiscono in maniera più approfondita la geometria e cronologia delle zone di taglio, rispettivamente, nel settore settentrionale e centrale dell’Arco Calabro.

A partire dal Pleistocene Medio movimenti estensionali sono responsabili di un generale sollevamento della catena (Cello *et al.*, 1982; Gasparini *et al.*, 1982; Tortorici *et al.*, 1995; Tansi *et al.*, 2007), probabilmente legato al riequilibrio isostatico prodotto dall’arretramento dello *slab* ionico (Tortorici *et al.*, 1995; Monaco *et al.*, 1996).

L’interazione tra l’intenso sollevamento tettonico e le variazioni del livello marino è responsabile dello sviluppo di numerosi terrazzi marini lungo la costa tirrenica (Carobene & Dai Prà, 1991; Westaway, 1993).

1.2 – ASSETTO GEOLOGICO DEL SETTORE SETTENTRIONALE DELL’ARCO CALABRO PELORITANO

Seguendo la distinzione introdotta da Bonardi *et al.* (1980) e di seguito ripresa da Tortorici (1982) e Boccaletti *et al.* (1984), l’Arco Calabro Peloritano viene suddiviso in due settori, uno settentrionale e l’altro meridionale, sulla base di un differente assetto delle unità



tettono-stratigrafiche che li caratterizzano. I due settori sono separati da un lineamento tettonico ubicato in corrispondenza della stretta di Catanzaro (figura 1.3).

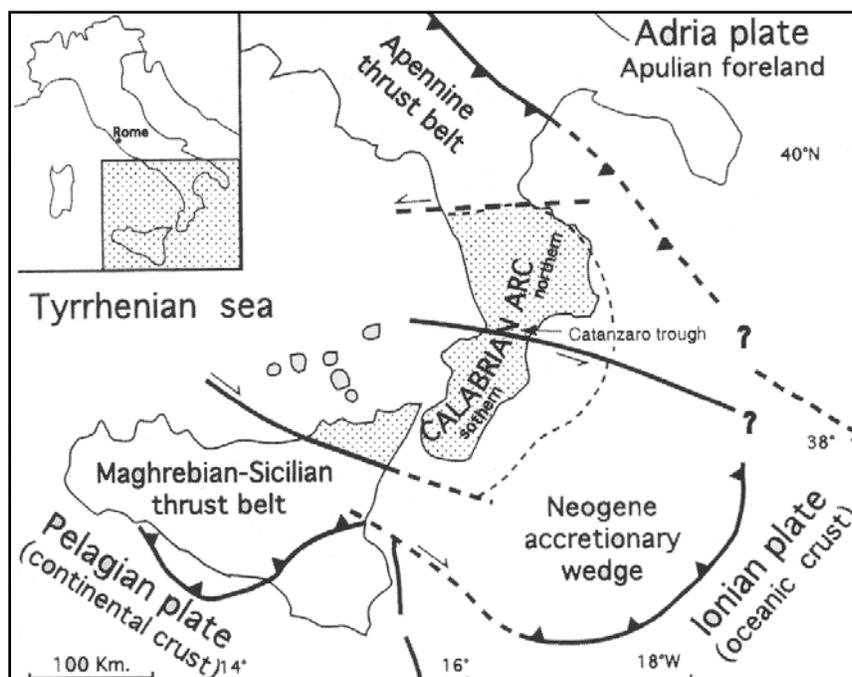
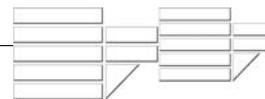


Figura 1.3 – Arco Calabro Peloritano (da Tortorici, 1982).

Il settore settentrionale, che si estende a nord dell'allineamento Capo Vaticano-Valle del Mesima-Soverato (Bonardi *et al.* 1980) è caratterizzato dalla presenza di due catene montuose principali, la Sila e la Catena Costiera, separate dalla Valle del Fiume Crati; mentre il settore meridionale è caratterizzato dalla presenza del massiccio delle Serre, dell'Aspromonte e dei Monti Peloritani nell'estremità nord-orientale della Sicilia.

Le falde che compongono l'ossatura delle catene montuose del settore settentrionale dell'ACP vengono solitamente attribuite a tre complessi principali (Ogniben, 1969; figura 1.4); di queste il complesso delle falde calabridi occupa la posizione geometricamente più elevata ed è costituito da rocce di basamento continentale di età pre-mesozoica e da una copertura sedimentaria meso-cenozoica; la posizione geometricamente intermedia è occupata dalle falde ofiolitiche del Complesso Liguride; mentre le unità carbonatiche appenniniche occupano la posizione inferiore nella coltre di falde.

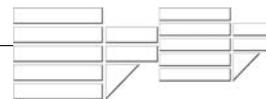


| | | | |
|-------------------------------------|--|---|--|
| COMPLESSO CALABRIDE | Unità di Longobucco Unità di Stilo Unità di Monte gariglione Unità di Polia Copanello | | Unità della Sila |
| | Unità di Castagna | | |
| COMPLESSO LIGURIDE | Unità Ofiolitica Superiore | Unità di Bagni (?) Unità di Malvito Unità di Gimigliano-Monte Reventino | |
| | | Unità Ofiolitica Inferiore | Unità di Diamante Terranova Unità del Frido |
| COMPLESSO DELLE UNITA' APPENNINICHE | Unità di San Donato Unità di Verbicaro Sequenza tipo Monte Cocuzzo | | |

Figura 1.4 – Schema dei rapporti strutturali tra le unità tettoniche dell’Arco calabro (da Ogniben, 1973).

Il *Complesso Calabride* comprende, dal basso verso l’alto, tre diverse unità tettono-stratigrafiche:

- ✓ l’Unità di Bagni: rappresenta l’unità paleozoica di derivazione continentale originariamente più superficiale. Essa affiora diffusamente nell’alta valle del fiume Crati, in Catena Costiera, in Sila piccola e subordinatamente in Sila Grande, e comprende essenzialmente rocce metamorfiche di basso grado in facies di scisti verdi, quali filladi e quarziti filladiche, porfiroidi, micascisti e rare anfiboliti;
- ✓ l’Unità di Castagna: affiora lungo il versante meridionale del Massiccio della Sila ed in Catena Costiera. E’ caratterizzata da rocce metamorfiche di medio-alto grado in facies da scisti verdi ad anfibolitica, prevalentemente da paragneiss, gneiss occhiadini e subordinatamente da anfiboliti e marmi.
- ✓ l’Unità di Polia-Copanello: costituisce l’unità di crosta continentale originariamente più profonda ed affiora diffusamente lungo entrambi i bordi di Valle Crati, in Catena Costiera, ma soprattutto lungo il versante occidentale del Massiccio Silano. E’ costituita da metamorfiti di alto grado in facies da anfibolitica a granulitica, quali gneiss migmatitici, gneiss kinzingitici, granuliti basiche e marmi.



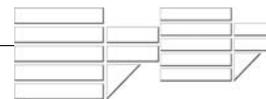
Le falde ofiolitiche del *Complesso Liguride* affiorano unicamente nel settore settentrionale dell'Arco Calabro e sono costituite da sequenze più o meno continue di crosta oceanica e relativa copertura sedimentaria, che rappresentano lembi dell'oceano tetideo preservati dall'orogenesi alpina.

In particolare, l'*Unità Ofiolitica Superiore* (Unità di Gimigliano – Monte Reventino, Unità di Malvito) è caratterizzata da serpentiniti, metabasalti con pillows localmente ben preservati, metagabbri e subordinatamente da metapeliti, metaradiolariti e metacalcari di età Giurassico Sup.-Cretaceo (Amodio Morelli *et al.*, 1976); mentre l'*Unità Ofiolitica Inferiore* (Unità di Diamante – Terranova, Unità del Frido) è caratterizzata da metabasalti e calcescisti del Cretacico Inferiore (Lanzafame & Zuffa, 1976).

Le unità appartenenti al *Complesso delle Falde Appenniniche* si ritrovano unicamente lungo il margine occidentale di Valle Crati. Esse affiorano in “finestre tettoniche” lungo la Catena Costiera. In particolare nel settore settentrionale, affiorano estesamente metapeliti e metacarbonati triassici appartenenti all'Unità di Lungro-Verbicaro (Iannace *et al.*, 2005) e carbonati meso-cenozoici appartenenti all'Unità di Pollino-Ciagola (sensu Iannace *et al.*, 2005). Carbonati e dolomie triassiche appartenenti all'Unità di Monte Cocuzzo (Van Dijk *et al.*, 2000), correlabili con i termini carbonatici dell'Unità di San Donato-Campotenese (nel senso di Bousquet & Dubois, 1967; Bousquet & Gradjacquet, 1969), affiorano in “finestre tettoniche”, attualmente di più modeste dimensioni, anche nel settore centro-meridionale della Catena Costiera, (finestre di Monte Cocuzzo e Terme di Caronte).

Sui terreni cristallini dell'Arco Calabro poggia trasgressivo un *Complesso Post-Orogeno* (Ogniben, 1973), di età compresa tra il Miocene Superiore e l'Olocene (Di Nocera *et al.*, 1974; Romeo & Tortorici, 1980; Colella, 1995; Muto & Perri, 2002).

Tale complesso affiora lungo l'asse e lungo i versanti della Catena Costiera ed è assente, invece, in destra della valle del Crati, ad eccezione della zona a nord di Bisignano. Esso inizia con una successione tortoniana, costituita alla base da conglomerati miocenici, arenarie e calcari arenacei e argille marnoso-siltose grigie (Lanzafame & Zuffa, 1976). Segue una successione messiniana, trasgressiva sul Complesso Calabride, rappresentata da conglomerati, marne calcaree siltose e gessi, argille marnose con intercalazioni di gessareniti e arenarie.



Sui depositi miocenici, ma anche sui termini cristallini, poggia una successione pliocenica, presente solo sul margine orientale della Catena Costiera; essa è costituita da conglomerati e argille marnose grigio-azzurre, sulle quali poggiano i depositi pleistocenici, costituiti da sabbie e arenarie, argille marnoso-siltose azzurre, sabbie e ghiaie, trasgressiva sul substrato prepriocenico e pliocenico inferiore nella bassa valle del Fiume Crati (Vezzani, 1968), sui depositi del Tortoniano e direttamente sul basamento cristallino lungo il bordo silano della media valle del Fiume Crati (Lanzafame & Zuffa, 1976).

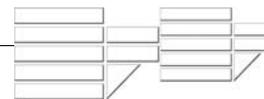
1.3 – IL BACINO DEL CRATI

La Valle del Fiume Crati è un bacino estensionale intermontano di età Plio-Olocenica localizzato nel settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano e delimitato a nord dal gruppo montuoso del Pollino, ad ovest dalla Catena Costiera, con direzione N-S dalla linea di Sangineto alla valle del Fiume Savuto, mentre ad est è bordata dal Massiccio Silano, orientato N-S, con un'estensione che va dalla piana di Sibari fino a nord della stretta di Catanzaro.

Esso costituisce una depressione tettonica che si sviluppa, nella sua porzione meridionale, longitudinalmente rispetto all'asse della Catena Appenninica a formare un *graben* delimitato da faglie normali ad andamento N-S, (*Crati Trough*; Colella, 1988). Mentre, nella sua porzione settentrionale, il bacino si sviluppa trasversalmente all'asse della Catena appenninica, definendo la piana di Sibari, delimitata da faglie ONO-ESE e NE-SO, in corrispondenza della quale il *graben* tende ad allargarsi e con la fossa di Corigliano descrive l'attuale piana costiera del fiume Crati e la parte sommersa del bacino che discende nel Mar Ionio.

Il bacino del Crati si è formato durante il Plio-Pleistocene a seguito di un regime tettonico trascorrente accompagnato da importanti movimenti verticali che hanno determinato il sollevamento del Massiccio Silano, del Gruppo del Pollino e della Catena Costiera era ancora in fase di sollevamento (Colella *et al.*, 1987; Colella, 1988; Turco *et al.*, 1990).

La subsidenza del bacino ha avuto origine nella zona occidentale e progressivamente ha interessato le aree più orientali (Tortorici, 1980), questo spostamento verso est dell'asse del bacino di sedimentazione è testimoniato dal fatto che i depositi pleistocenici di Valle Crati



trasgrediscono sia sui depositi messiniani che su quelli pliocenici del versante occidentale, mentre poggiano direttamente sul substrato paleozoico nel versante orientale.

Nel corso del Plio – Pleistocene il Bacino del Crati ha rappresentato una sorta di paleogolfo allungato in direzione meridiana tra la Catena Costiera e il Massiccio della Sila e aperto verso oriente sul Mar Ionio in corrispondenza dell'attuale Piana di Sibari, tra la Catena del Pollino e la Sila Greca. Successivamente è stato riempito da depositi di delta e fan delta (Colella, 1988) il cui sviluppo è stato fortemente controllato dalla tettonica sin-sedimentaria, che ha determinato il sollevamento del bacino e dei suoi margini e la sua segmentazione in diversi sottobacini separati da alti strutturali.

1.4 – STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DEL BACINO DEL CRATI

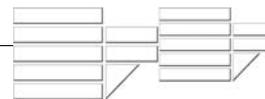
I sedimenti più profondi che costituiscono il riempimento di Valle Crati sono rappresentati da successioni sedimentarie mioceniche e plioceniche note come complesso post-orogeno di Ogniben (1973), costituite alla base da depositi marini riferibili ad un ciclo alto-miocenico (Tortoniano-Messiniano), a cui segue un secondo ciclo riferibile al Pliocene medio-superiore su cui trasgrediscono, infine, i depositi di un terzo ciclo marino riferibile al Pleistocene.

1.4.1 – DEPOSITI PLIOCENICI

Pliocene Inferiore

Il ciclo Pliocenico è presente solo sul margine orientale della Catena Costiera, con una base trasgressiva sui depositi messiniani visibile solo nella zona di Lattarico, che testimonia una riattivazione del bacino di sedimentazione.

Sulla base della cartografia ufficiale, depositi di età infra-pliocenica, costituiti da conglomerati ed arenarie, che passano superiormente ad argille marnose, affiorano estesamente nella zona di S. Sisto dei Valdesi e Vaccarizzo dove raggiungono spessori dell'ordine del centinaio di metri che si riducono enormemente procedendo verso nord. Depositati conglomeratici-sabbiosi si ritrovano, ancora, a nord dell'abitato di Regina, mentre, più diffusamente, affiorano le argille infra-plioceniche nell'area di S. Nicola, S. Benedetto



Ullano, Lattarico e Rota Greca, dove poggiano direttamente sulle marne ed argille fogliettate mioceniche.

Pliocene Medio-Superiore

Il Pliocene Medio-Superiore inizia con sabbie bruno-chiare con intercalazioni di arenarie a cemento calcareo, che generalmente giacciono sulle argille infra-plioceniche. Queste sabbie costituiscono un'unità piuttosto diffusa e di spessore variabile lungo il versante occidentale di Valle Crati, nell'area compresa tra Rende, S. Vincenzo la Costa e Montalto Uffugo, e si ritrovano in affioramento in aree più ristrette intorno agli abitati di Regina, Lattarico e S. Maria delle Grotte. Il passaggio verso l'alto è marcato da un'alternanza con argille siltose di colore da grigio a grigio-azzurro, presenti soprattutto nell'area compresa tra Rende e Montalto Uffugo.

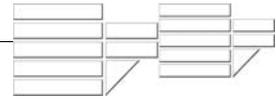
1.4.2 – DEPOSITI PLEISTOCENICI

I depositi pleistocenici affiorano estesamente sia ad oriente che ad occidente del Fiume Crati. Il cosiddetto “Ciclo Calabriano” è costituito alla base da sabbie con intercalazioni di conglomerati trasgressive sul substrato precalabriano; seguono, in continuità di sedimentazione, argille marnoso-siltose azzurre e sabbie bruno chiare a cui si intercalano lenti di ghiaie grigie che chiudono la successione.

L'inizio della sedimentazione coincide con una importante fase tettogenica che porta nel Pliocene superiore ad una maggiore subsidenza del bacino, mentre il successivo sollevamento di tutta l'area calabrese porta all'emersione dell'attuale bacino del fiume Crati e alla formazione di estese superfici terrazzate.

1.5 – STRUTTURAZIONE DEL BACINO DEL CRATI

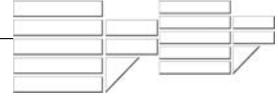
Nella letteratura esistente, l'apertura del Bacino del Crati viene collocata in un periodo di tempo compreso tra il Pliocene Superiore ed il Pleistocene Inferiore (Lanzafame & Tortorici, 1981; Colella *et al.*, 1987; Colella, 1988; Turco *et al.*, 1990) a seguito di un regime trascorrente connesso all'apertura del Mar Tirreno.



In particolare, Lanzafame & Tortorici (1981) delineano l'evoluzione del bacino, a partire dal Pliocene inferiore, attraverso tre principali sistemi di dislocazioni che hanno caratterizzato la tettonica recente della valle del fiume Crati e determinato l'attuale conformazione del bacino e dei suoi margini. Secondo gli Autori, nel Pliocene medio-superiore, il margine occidentale dell'attuale bacino del Crati è sommerso e soltanto la porzione più meridionale della Catena Costiera inizia ad individuarsi, sotto il controllo di due sistemi di dislocazioni, rispettivamente NO-SE e NE-SO. Il sistema NO-SE è costituito da un allineamento di faglie normali, con piani inclinati 70-80° verso NE, che si sviluppano verso SE intersecando trasversalmente il bacino del Crati e mettendo a contatto in affioramento il substrato cristallino ed i termini miocenici con i depositi plio-pleistocenici. Il sistema NE-SO, che trova la sua massima espressione nella Linea di Sanginetto, è rappresentativo di un sistema di faglie normali che a partire dal Pliocene superiore ha determinato lo sprofondamento dell'alto strutturale di S. Lorenzo del Vallo, che nell'ipotesi degli Autori fungeva da elemento separatore di due bacini infra-pliocenici, uno orientale aperto verso lo Ionio, e uno occidentale aperto verso il Tirreno. Nel Pleistocene inferiore un sistema di dislocazioni N-S determina ad occidente il sollevamento e la strutturazione della Catena Costiera, con un sollevamento, che secondo Tortorici (1980), varia dai 1200 m della Catena Costiera ai 400 m del bacino del Crati. Il sistema di dislocazioni N-S è ben rappresentato da due elementi principali, la Linea S. Marco Argentano – S. Fili e la Linea Torano Castello – Marano Marchesato, che delimitano i depositi postorogeni mettendoli a contatto, in affioramento, con il substrato cristallino ad occidente e con i livelli più alti della serie plio-pleistocenica ad oriente.

Il sollevamento della Catena Costiera provoca la chiusura del bacino del Crati verso il Tirreno, mentre, ad oriente, l'ingressione marina sul margine silano comporta la subsidenza dell'area e lo spostamento verso est dell'asse del bacino di sedimentazione, determinando la trasgressione dei depositi pleistocenici direttamente sul substrato paleozoico del versante orientale. Il bacino del Crati risulta così delimitato ad occidente dalla Catena Costiera in sollevamento, dal Massiccio Silano a sud e ad oriente e dal Massiccio del Pollino nella sua porzione settentrionale.

L'evoluzione del Bacino del Crati è stata, quindi, fortemente controllata da movimenti differenziali, legati alla tettonica sia estensionale che trascorrente plio-pleistocenica, che



hanno profondamente governato la sua strutturazione, nonché la natura e l'architettura dei suoi riempimenti, determinando inoltre, lo sviluppo nell'area di sottobacini soggetti a subsidenza e di alti strutturali in sollevamento (figura 1.5).

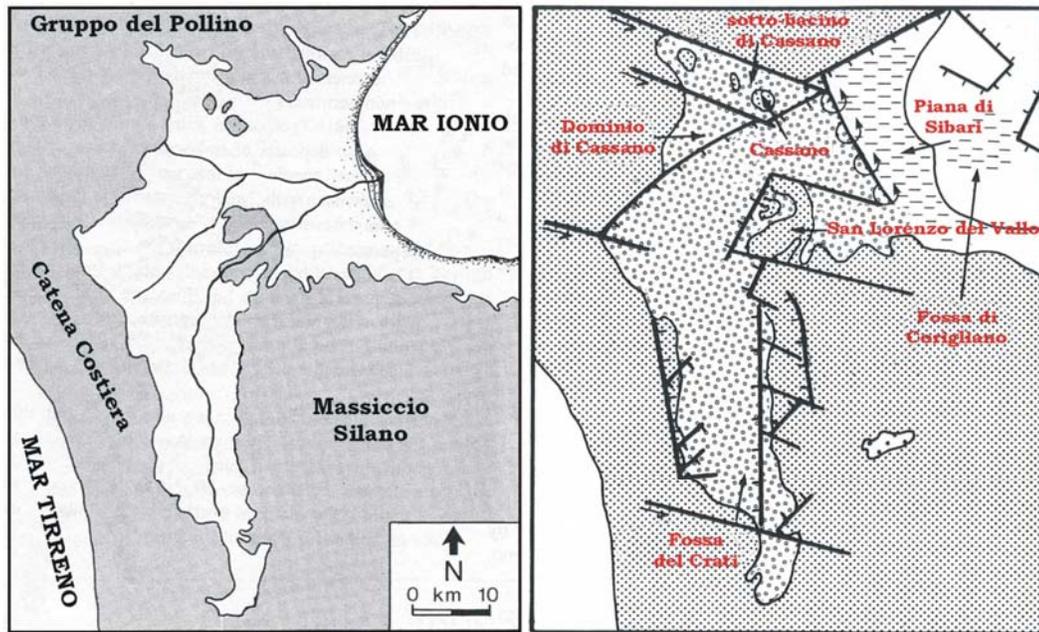


Figura 1.5 – Mappa schematica del Bacino del Crati (modificato da Colella, 1988).

Recentemente, Tansi *et al.* (2007) hanno condotto nell'area compresa tra il *graben* del Crati e la stretta di Catanzaro uno studio geologico-strutturale per meglio caratterizzare la geometria e la cinematica del sistema di faglie trascorrenti sinistre orientate NO-SE. Gli Autori descrivono questa zona di taglio come un'area di sovrapposizione di faglie *en échelon* in cui sono riconoscibili settori in transpressione ed altri in transtensione. Il regime di transpressione sarebbe alla base dell'estrusione tettonica delle unità carbonatiche mesozoiche del Complesso Appenninico (Mt. Cocuzzo–Mt. Guono e Mt. S. Lucerna) e delle Unità Ofiolitiche (Mt. Reventino e Gimigliano), mentre il regime transtensionale avrebbe determinato l'apertura del *graben* del Crati.

CAPITOLO 2

METODOLOGIE DI INDAGINE

2.1 – INTRODUZIONE

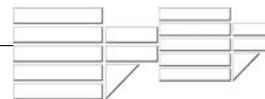
Il principale intento di questo lavoro è definire le aree di provenienza dei depositi plio-pleistocenici che costituiscono il riempimento del Bacino del Crati, tenendo conto del controllo operato dalla tettonica sull'evoluzione delle aree sorgente e dei margini del bacino, mediante l'individuazione di variazioni temporali nella composizione detritica.

Al fine di caratterizzare i depositi arenitici del Bacino del Crati è stata condotta una campionatura lungo le principali successioni plioceniche e pleistoceniche presenti nel bacino. Sui campioni prelevati sono state eseguite diverse indagini di laboratorio al fine di caratterizzare tali depositi sia da un punto di vista compositivo che tessiturale.

2.2 – ANALISI OTTICA MICROSCOPICA

L'analisi al microscopio ottico su sezione sottile si svolge mediante il conteggio per punti (500 punti circa per sezione sottile di arenite, circa 300 per le sabbie), individuati dall'incrocio delle maglie di un immaginario reticolo tracciato sulla sezione. Si tratta di un'analisi petrografica di tipo quantitativo per la determinazione della composizione modale, che viene espressa in termini di percentuale relativa in funzione delle categorie mineralogico-petrografiche considerate. La composizione modale della componente detritica prende il nome di moda detritica. La moda detritica risulta, però, fortemente controllata dal criterio con cui i gruppi chiave di grani terrigeni vengono attribuiti alle diverse classi composizionali (Di Giulio & Valloni, 1992).

Attualmente si riconoscono due criteri base di conteggio, comunemente noti come *Criterio Tradizionale* e *Criterio Gazzi – Dickinson*.



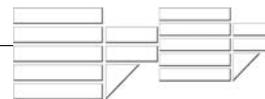
Il primo criterio è noto anche come *Criterio Tradizionale a base genetica*, in quanto distingue i grani polimineralici (litici) solo su base genetica (sedimentaria, vulcanica e plutono-metamorfica), prescindendo così dalle dimensioni degli individui cristallini che compongono tali grani. Lo svantaggio di questo criterio è quello di dover sempre considerare la composizione dell'intero grano e di ipotizzarne l'origine.

Il *Criterio Gazzi – Dickinson* (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Ingersoll *et al.*, 1984; Zuffa, 1985), invece, prende in considerazione la dimensione degli individui che costituiscono i grani polimineralici ed è per questo che viene anche detto *Criterio Moderno a base tessiturale*. La caratteristica di questo criterio è quella di far rientrare nella categoria dei frammenti litici a grana fina soltanto i grani polimineralici costituiti da individui con dimensioni inferiori a 0,0625 mm, mentre i frammenti polimineralici costituiti da individui con dimensioni maggiori vengono direttamente assegnati alla rispettiva classe monomineralica di appartenenza (Zuffa, 1980). Il vantaggio di questo criterio è quello di ridurre l'effetto della granulometria sulla composizione (Blatt *et al.*, 1980), dovuta all'aumento dei grani polimineralici a tessitura grossolana col crescere della granulometria del campione. Tale criterio, in pratica, limita le variazioni composizionali conseguenti alla disaggregazione fisica dei grani dell'ossatura (Ingersoll *et al.*, 1984).

Una volta stabilito il metodo di conteggio da adottare e definite le diverse classi composizionali, è possibile procedere con l'analisi microscopica per la determinazione della composizione modale di tutta la roccia o di parte di essa. A seconda, infatti, delle finalità dell'analisi microscopica è possibile determinare, ad esempio, la composizione modale d'insieme (grani d'ossatura, matrice e cemento), la composizione modale principale (grani terrigeni essenziali dell'ossatura) o la composizione modale di frazione dell'ossatura (ad esempio minerali pesanti).

Nel caso di studi volti alla determinazione delle aree di provenienza, viene presa in esame la Composizione Modale Principale, espressa dai costituenti terrigeni essenziali dell'ossatura.

I grani d'ossatura vengono distinti, infatti, in grani essenziali e grani accessori, questi ultimi esclusi dal calcolo della componente principale. Si tratta in ogni caso di costituenti fondamentali dello scheletro detritico, ma l'appartenenza di un grano ad una categoria



piuttosto che all'altra dipende dalle finalità dello studio e dai parametri adottati dalle diverse scuole (Di Giulio & Valloni, 1992).

In linea generale si considerano costituenti essenziali i grani terrigeni quarzosi, feldspatici e litici dell'ossatura, che, essendo più resistenti all'alterazione sia meccanica che chimica, dovrebbero rappresentare più fedelmente le originarie litologie dell'area fonte. A differenza dei grani accessori, maggiormente sensibili a fenomeni di alterazione e selezione legati ai processi di produzione, trasporto e deposizione del sedimento.

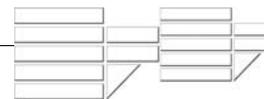
I risultati dell'analisi modale vengono successivamente rappresentati graficamente mediante diagrammi di tipo triangolare. In letteratura ne esistono numerosi esempi, tra i quali il "metodo Q F R" di Folk (1968), basato sul *criterio tradizionale a base genetica*, e il "metodo Qt F L" e "Qm F Lt" di Dickinson (1970) e collaboratori (Graham et al., 1976; Dickinson & Suczek, 1979; Critelli & Le Pera, 1994), basato invece sul *criterio moderno a base tessiturale*.

2.2.1 – COMPONENTE DETRITICA DEL SEDIMENTO

All'interno del sedimento clastico, in teoria, è possibile ritrovare qualsiasi tipo di minerale o frammento di roccia presente in natura. In realtà questo non accade, in quanto solo certi tipi di minerali e frammenti di rocce sono più stabili di altri nei diversi ambienti sedimentari, ed è per questo motivo che le rocce clastiche sono caratterizzate dalla presenza di alcuni grani ricorrenti.

L'abbondanza di un minerale in una roccia sedimentaria dipende, quindi, non soltanto dalla sua disponibilità nell'area sorgente (Garzanti, 1986; Johnsson, 1993; Critelli *et al.*, 1997), ma anche dalla sua stabilità e resistenza meccanica e chimica al *weathering* ed ai fenomeni di trasporto del sedimento dall'area – fonte al bacino deposizionale (Cameron & Blatt; 1971; McLaren & Bowles, 1984; Ibbeken & Schleyer, 1991; Nesbitt & Young, 1996; Nesbitt *et al.*, 1996).

La stabilità meccanica di un minerale dipende dalla sua durezza e dalla presenza di piani di clivaggio. Il quarzo, ad esempio, è un minerale estremamente stabile meccanicamente essendo relativamente duro e privo di piani di debolezza, a differenza, invece, dei feldspati e



di molti frammenti di roccia facilmente erodibili e poco stabili meccanicamente (Cox & Lowe, 1995), per questo definiti grani labili.

La stabilità chimica è legata, invece, a vari fattori ambientali. Il clima, in termini di temperatura e umidità, è uno dei principali fattori di controllo sulla stabilità chimica di un minerale (Basu, 1985; Suttner *et al.*, 1991; Grantham & Velbel, 1988; Johnsson *et al.*, 1991; Johnsson 1992; Nesbitt *et al.*, 1996). L'alterazione chimica risulta infatti molto più intensa in ambienti a clima caldo – umido, rispetto ad un clima semiarido.

Un altro importante fattore di controllo è la topografia dell'area – fonte. A parità di condizioni climatiche il rilievo costituisce, infatti, un importante fattore discriminante per la produzione e preservazione del sedimento (Carson & Kirkby, 1972; Basu, 1985; Grantham & Velbel, 1988; Johnsson & Stallard, 1989; Johnsson *et al.*, 1991; Heins, 1993). In presenza di un alto rilievo, infatti, anche i grani instabili possono preservarsi, nonostante un clima caldo – umido.

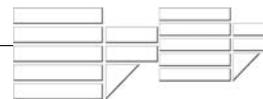
I grani che costituiscono le rocce detritiche possono essere divisi in poche categorie principali come quarzo, feldspati, frammenti di rocce, miche, minerali pesanti e altri costituenti. In funzione della presenza e concentrazione di tali costituenti è possibile definire la maturità composizionale della roccia.

2.3 – ANALISI DIFFRATTOMETRICA

Al fine di ottenere una maggiore caratterizzazione composizionale dei depositi studiati, l'analisi quantitativa al microscopio ottico è stata condotta unitamente ad un'analisi di tipo qualitativo mediante la tecnica di diffrazione XRD.

L'analisi qualitativa mira a identificare le fasi mineralogiche presenti nel campione oggetto dell'analisi prendendo in considerazione le energie ad esse corrispondenti. Bisogna ricordare sempre che a ogni elemento presente nel campione corrisponde una “famiglia” di picchi caratteristici, per cui se un elemento è presente nel campione, in linea di principio tutte le sue righe spettrali devono essere presenti.

Le analisi e i diffrattogrammi relativi ai campioni esaminati sono riportati in allegato.



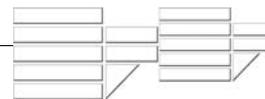
2.4 – ANALISI GRANULOMETRICA

La distribuzione granulometrica rappresenta una delle proprietà più caratteristiche del sedimento, ampiamente impiegata dai sedimentologi come indice diagnostico per la determinazione di informazioni sul tipo di trasporto e l'ambiente deposizionale (Folk & Ward, 1957; Mason & Folk, 1958; Friedman, 1961). Mason e Folk (1958), ad esempio, dimostrano come attraverso i parametri statistici, dedotti da una distribuzione granulometrica, sia possibile distinguere differenti ambienti di deposizione. In particolare, l'asimmetria risulta essere un utile parametro per la distinzione tra sedimenti di spiaggia e di duna. L'iniziale distribuzione granulometrica può essere infatti modificata dai vari processi mediante la rimozione o aggiunta di materiale fine o grossolano; nelle sabbie di fiume e di duna, ad esempio, l'asimmetria è generalmente positiva (coda di materiale fine), mentre nelle sabbie di spiaggia l'asimmetria è generalmente negativa (coda di materiale grossolano) per l'allontanamento delle frazioni sottili da parte del moto ondoso (Bosellini *et al.*, 1989; Ricci Lucchi, 1980).

Per meglio definire, anche da un punto di vista strettamente tessiturale, i depositi di riempimento di Valle Crati, sono state effettuate analisi granulometriche, volte alla determinazione delle principali classi dimensionali e dei relativi parametri statistici (secondo Folk & Ward, 1957).

2.5 – ANALISI GEOCHIMICA: LA TECNICA ICP-MS

La spettrometria di massa è una metodologia analitica che consente di misurare le masse molecolari e di determinare quindi la composizione chimica di composti sconosciuti, anche avendone a disposizione piccole quantità. La Spettrometria di Massa è un metodo d'analisi distruttivo e soprattutto non si basa sull'interazione tra radiazioni e materia. Rappresenta una tecnica che offre una serie di vantaggi indiscutibili nell'analisi multielementale di elementi in traccia ed ultratraccia (REE). La caratteristica peculiare dell'ICP-MS è la possibilità di analizzare in modo accurato e preciso, con un limitato consumo di campione, gran parte degli elementi della tavola periodica, raggiungendo limiti di detezione



compresi tra ppt e ppm (parte per trilione e parte per milione). I campioni selezionati per tale analisi sono stati attaccati in contenitori vessel mediante acidi in tali proporzioni:

3ml di HF suprapur al 60%;

4 ml di HClO₄ suprapur al 70%;

6ml di HNO₃) suprapur al 64%.

e digeriti al microonde Mars 5 CEM per circa 3h. Una volta finita la fase di run i vessel vengono aperti e trasferiti in bicchieri in PTFE messi su piastra a circa 200-220 °C e portati ad evaporazione. Durante questa fase si procede, quando il campione diviene gel, all'aggiunta (1 o 2) di 2 ml di HClO₄ per evitare la formazione di fluoruri i quali potrebbero falsare l'analisi finale. Infine si porta il campione raffreddato a volume e si procede alla diluizione nelle provette precedentemente sterilizzate in una soluzione di acqua millipor e acido nitrico al 5%.

CAPITOLO 3

CAMPIONATURA DELLE SUCCESSIONI PLIO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DEL CRATI

3.1 – CONOSCENZE GEOLOGICHE GENERALI

Sebbene il settore settentrionale dell'Arco Calabro rappresenti un'area di grande interesse per molte discipline scientifiche, data la sua complessità sia per quel che concerne l'evoluzione geodinamica, l'assetto strutturale, la vasta gamma di litotipi affioranti e le caratteristiche idrologico-climatiche, numerosi aspetti restano ancora irrisolti. In particolare, tralasciando i lavori a carattere strettamente strutturale, per quanto riguarda le successioni sedimentarie neogeniche della Valle del Fiume Crati, la bibliografia descrittiva di dettaglio cui fare riferimento resta ancorata ai lavori di Selli (1958;1962), Vezzani (1968), Ogniben (1969; 1974), Frega et alii (1976), Lanzafame & Zuffa (1976) ed alle note illustrative della Carta Geologica della Calabria prodotte negli anni Sessanta.

Sulla base della cartografia geologica ufficiale e delle note illustrative al Foglio Bisignano di Lanzafame e Zuffa (1976), è stata condotta una campionatura lungo le principali sezioni stratigrafiche plioceniche della Valle del Fiume Crati e lungo due sistemi deltizi pleistocenici, ubicati lungo il margine sinistro del bacino del Crati

I campioni sono stati prelevati trasversalmente alla superficie di strato, in modo da poter determinare le variazioni composizionali lungo le due linee tempo considerate. I dati ottenuti dall'analisi di laboratorio condotte sui campioni prelevati saranno discusse nei prossimi capitoli.

Nella figura 3.1 è indicata l'ubicazione dei siti di campionatura delle successioni plioceniche e pleistoceniche del Bacino del Crati.

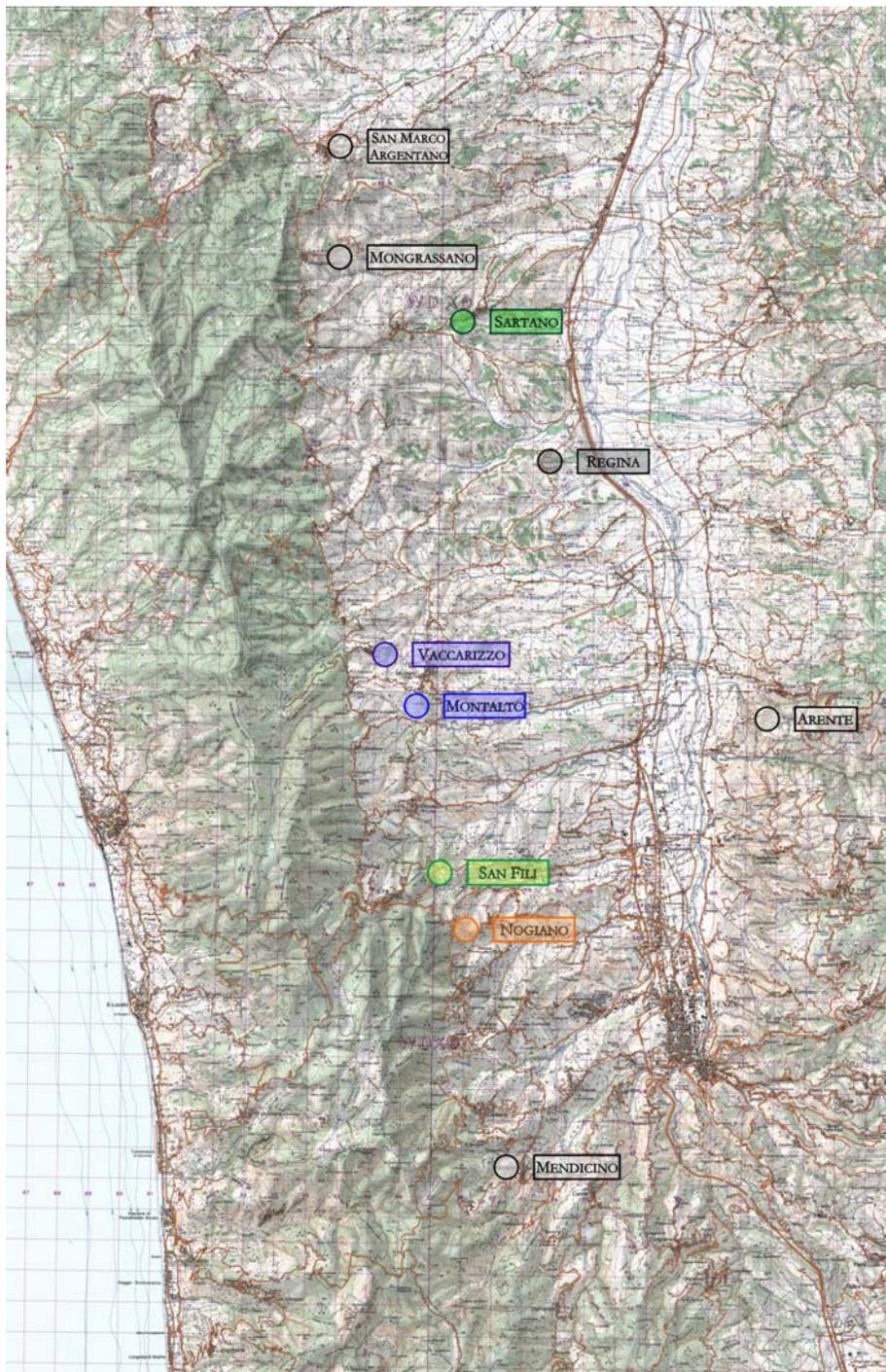
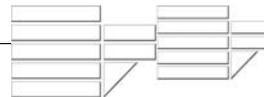
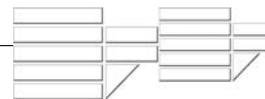


Figura 3.1 – Stralcio della carte topografiche scala 1:50000, F 551 Bisignano e F 559 Cosenza, con ubicazione dei siti campionati nell'area di studio.



3.2 – SUCCESSIONI PLIOCENICHE

3.2.1 – SEZIONE DI VACCARIZZO – MONTALTO

La sezione di Vaccarizzo – Montalto è una delle più rappresentative e continue presenti nell'area di studio. Essa è caratterizzata, infatti, dalla presenza di depositi riferibili al ciclo sedimentario Tortoniano – Messiniano (Di Nocera *et al.*, 1974), su cui poggiano conglomerati e sabbie (P^{cl-s}_{1-2}) che passano superiormente ad argille grigio-azzurre (P^a_{1-2}), che nella carta geologica sono attribuite al Pliocene inferiore-medio, mentre Lanzafame & Zuffa (1976) le riferiscono al Pliocene medio-superiore. Su queste poggiano sabbie e calcareniti (P^s_{2-3}), cui seguono argille marnoso-siltose (P^a_{2-3}) e sabbie e conglomerati (P^{s-cl}_3), che nella cartografia ufficiale sono attribuite al Pliocene medio-superiore ed al Pleistocene inferiore, rispettivamente, mentre Lanzafame & Zuffa (1976) le riferiscono al ciclo sedimentario del Pliocene sup.-Pleistocene.

Per semplicità, nella descrizione dei siti di campionatura si farà riferimento alla simbologia adottata nella carta geologica scala 1:25000.

Arenarie e siltiti calcaree alto-mioceniche (M^{ar}_3)

L'area campionata è caratterizzata dalla presenza in affioramento di una lente di arenarie di colore grigio chiaro ben stratificate e siltiti calcaree laminate, che si ritrovano nella valle del Torrente Ferrera, a nord di S. Sisto dei Valdesi, correlabili con le arenarie calcaree che affiorano più estesamente ad est di S. Vincenzo la Costa. Lanzafame & Zuffa (1976) attribuiscono questa unità al Messiniano per la presenza di rare e sottili intercalazioni gessose. Sono stati prelevati due campioni arenitici M1 e M2 lungo il Torrente Ferrera, appartenenti a questa unità alto-miocenica (M^{ar}_3).

In figura 3.2 sono indicati i siti campionati nell'area di Vaccarizzo – Montalto.

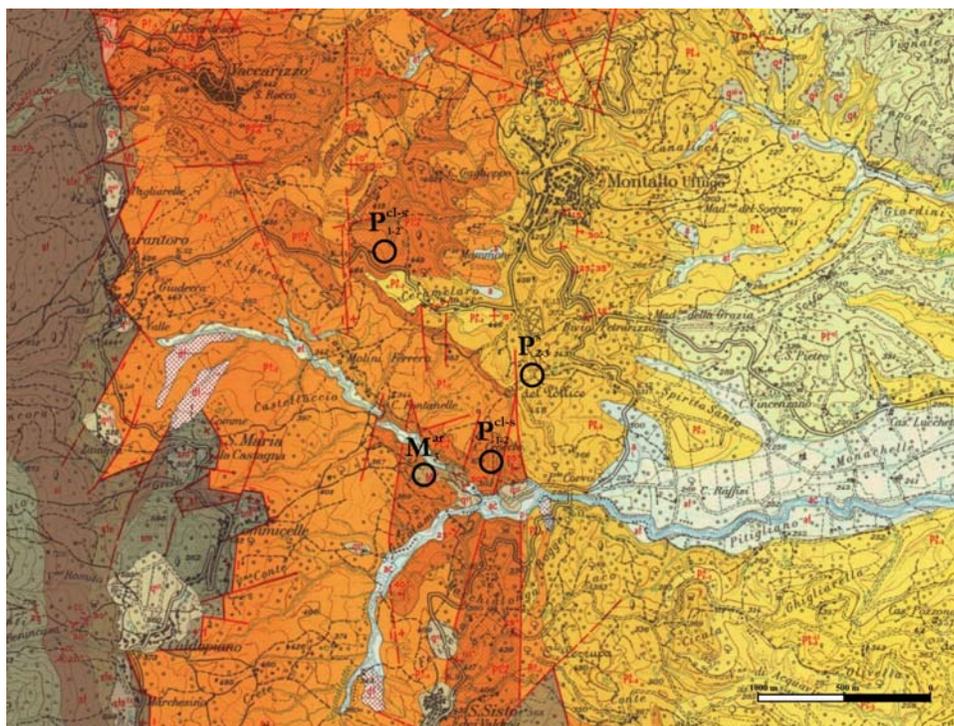
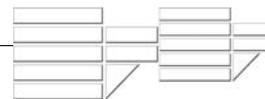


Figura 3.2 – Stralcio della carta geologica scala 1:25000, F 229 III SE Montalto Uffugo, con ubicazione dei siti campionati nell'area di Vaccarizzo e Montalto. M^{ar}_3 : arenarie a cemento calcareo e siltiti bruno chiare (Miocene superiore); P^{cl-s}_{1-2} : conglomerati e sabbie bruno chiari, con locali intercalazioni di arenarie tenere (Pliocene inferiore-medio); P^s_{2-3} : sabbie bruno chiare, localmente a piccoli ciottoli, con intercalazioni di arenarie a cemento calcareo e calcareniti (Pliocene medio-superiore).

Conglomerati e sabbie infra-plioceniche (P^{cl-s}_{1-2})

Nell'area compresa fra Vaccarizzo e S. Sisto dei Valdesi affiorano estesamente conglomerati grossolani che passano superiormente a sabbie a grana medio-grossolana con locali intercalazioni di arenarie tenere. Nei dintorni dell'abitato di Vaccarizzo, i conglomerati mostrano elementi generalmente arrotondati da qualche centimetro ad alcuni decimetri a composizione prevalentemente granitica e gneissica. Localmente è presente una matrice costituita da sabbie a grana media. In quest'area sono stati prelevati i campioni MA4 e MA23 (figura 3.3).

In località Crocchi, lungo il Torrente Ferrera, a sud di Montalto Uffugo, gli elementi del conglomerato si presentano da subangolosi ad arrotondati, con dimensioni variabili da pochi



centimetri ad alcuni decimetri. La natura dei clasti è prevalentemente gneissica ed in misura inferiore granitica. La matrice dei conglomerati consiste in sabbie grossolane che diventano relativamente più abbondanti verso l'alto.

Nell'area compresa tra il Torrente Ferrera e Cozzo Crocchi sono stati prelevati i campioni AB1, AB2, AB3, AB4, AB5, AB6, AB7, AB8, AB9, AB10, AB11 (figura 3.3).

Sabbie con arenarie e calcareniti (P^s_{2-3})

A sud di Montalto Uffugo, nei pressi di Cozzo Pollice, affiora una successione di calcareniti ben cementate e sabbie brune a dominante componente bioclastica. Le calcareniti hanno grana media e si presentano in banchi compatti alternati a livelli di sabbie brune a grana fina, debolmente cementate.

Dalle calcareniti di Cozzo Pollice sono stati prelevati i campioni AB12, AB13, AB14 e AB15 (figura 3.3).

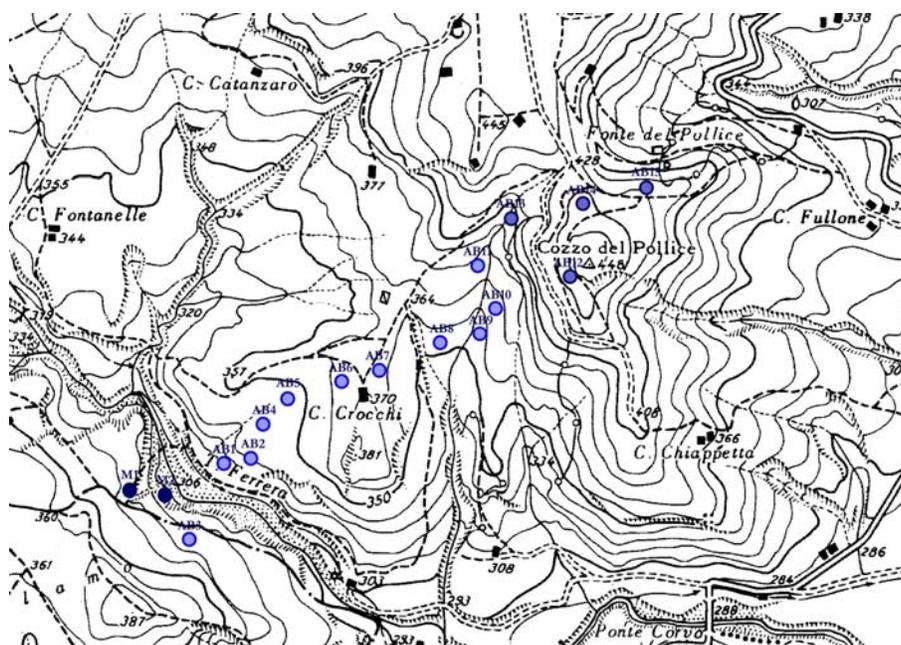
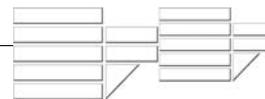


Figura 3.3 – Stralcio della carta topografica scala 1:10000, F. 229 III S.E. sez. A, in cui sono riportati i campioni prelevati nell'area compresa tra Vaccarizzo e Montalto Uffugo.



3.2.2 – SEZIONE DI NOGIANO – SAN FILI

Sabbie con arenarie e calcareniti ($P_{2,3}^s$)

La sezione di Nogiano-San Fili è caratterizzata da sabbie ed arenarie tenere grigio-brune, con occasionali intercalazioni di arenarie dure a cemento calcareo e calcareniti a dominante componente bioclastica, in continuità laterale con le sabbie e calcareniti della sezione di Montalto. Le successioni in affioramento sono poco potenti e discontinue, tuttavia sono stati individuati tre siti di campionatura (figura 3.4).

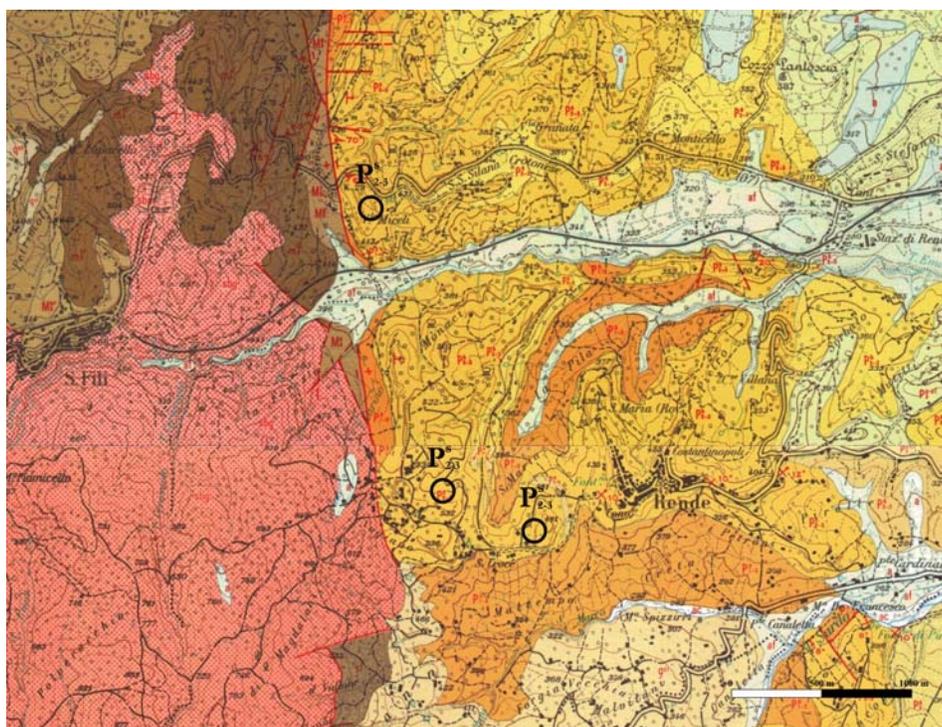
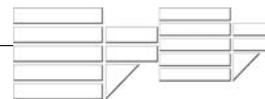


Figura 3.4 – Stralcio della carte geologiche scala 1:25000, F 229 III SE Montalto Uffugo e F 236 Marano Marchesato, con ubicazione dei siti campionati nell’area di San Fili e Nogiano. $P_{2,3}^s$: sabbie bruno chiare, localmente a piccoli ciottoli, con intercalazioni di arenarie a cemento calcareo e calcareniti (Pliocene medio-superiore).

Nei dintorni dell’abitato di Nogiano, ad est di Rende, sono stati prelevati i campioni N1, N2, N3, N4, N5, N6, N7, N8, N9; si tratta di sabbie e arenarie debolmente cementate a grana



fina, che poggiano sulle argille infra-pleioceniche P^{a}_{1-2} . A nord-ovest di questo affioramento, procedendo lungo la strada che conduce a Nogiano, affiora una successione di calcareniti potente qualche metro, in corrispondenza della quale sono stati prelevati i campioni MA1, MA9 e MA10. I campioni MA11 e MA12 sono stati prelevati lungo una successione di calcareniti ben cementate affiorante lungo la S.S. 107, direzione San Fili.

In figura 3.5 è indicata l'ubicazione delle sezioni campionate corrispondenti alla porzione superiore ed inferiore della successione di Nogiano.

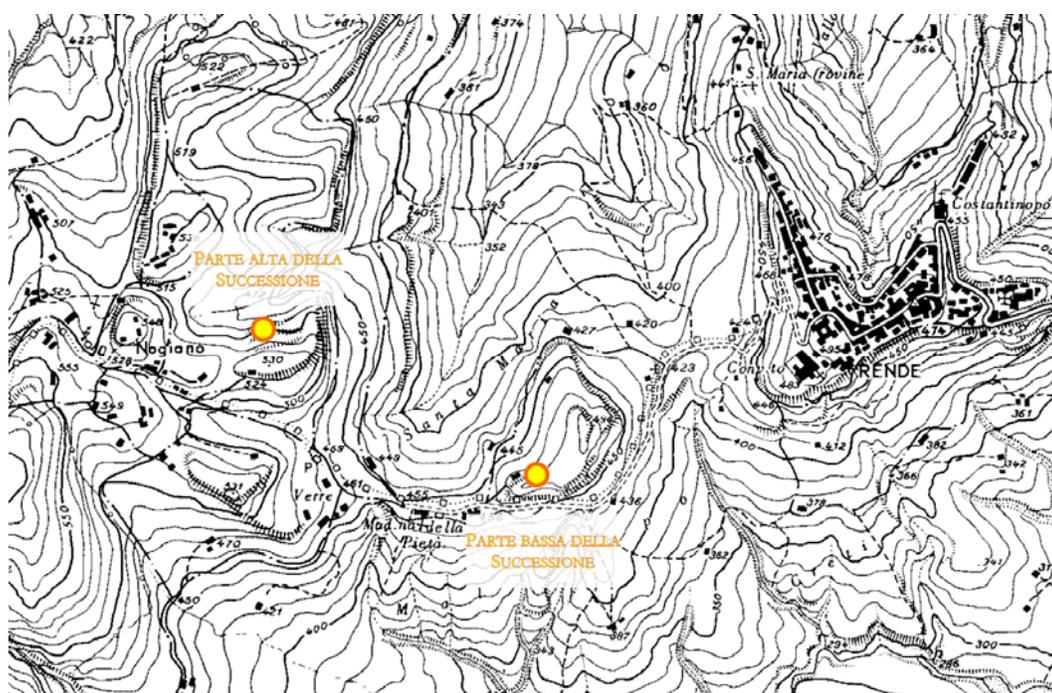
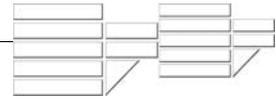


Figura 3.5 – Stralcio della carta topografica scala 1:10000, F. 236 IV N.E. sez. A, in cui è indicata l'ubicazione della porzione superiore ed inferiore della sezione di Nogiano.

3.2.3 – SEZIONE DI MONGRASSANO – SAN MARCO ARGENTANO

Le sezioni stratigrafiche campionate nell'area compresa tra i centri abitati di Mongrassano e San Marco Argentano sono caratterizzate da sabbie ed arenarie debolmente cementate di colore bruno-chiaro, a volte ben stratificate (P^{s}_{2-3}). Nella figura 3.6 sono indicati i



siti di campionatura; in particolare, nei pressi dell'abitato di San Marco Argentano sono stati prelevati i campioni MA14, MA15 e MA16, mentre i campioni da MO1 a MO10 sono stati presi lungo un taglio stradale esposto lungo la provinciale che conduce al centro di Mongrassano.

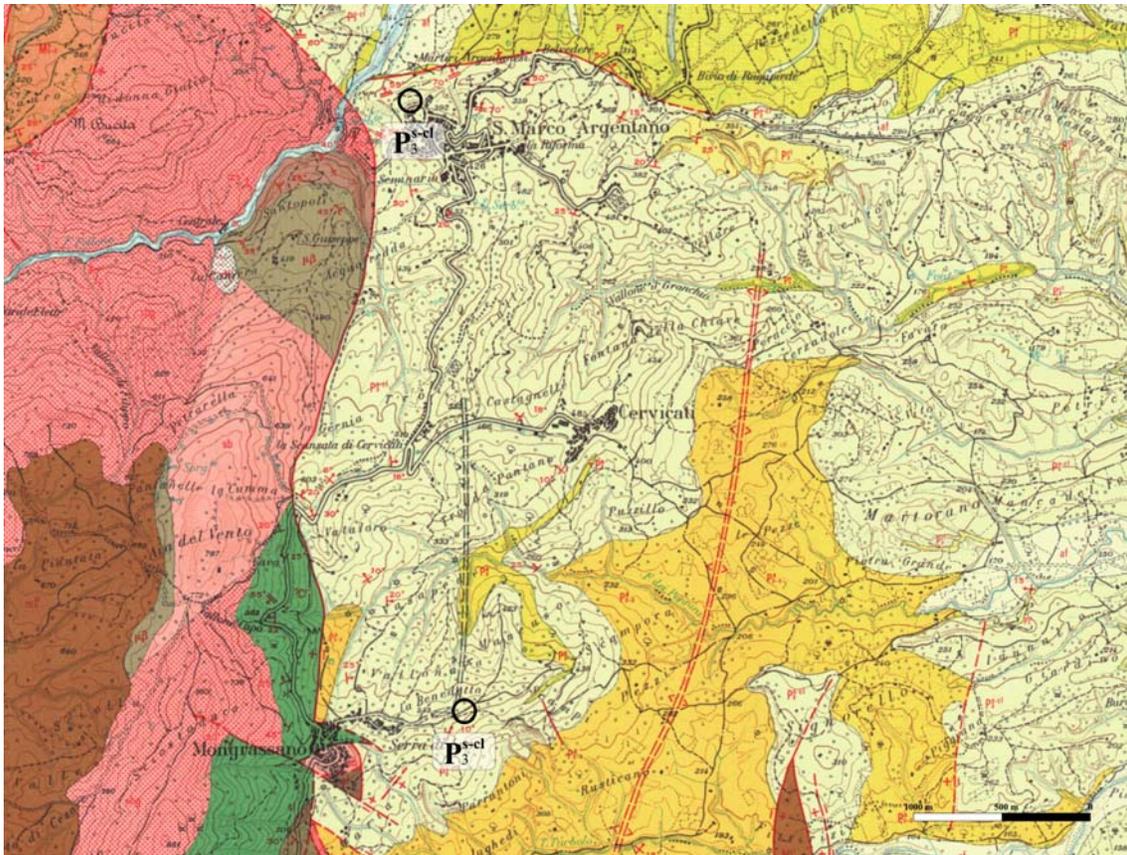
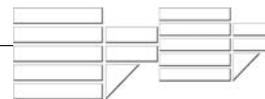


Figura 3.6 – Stralcio della carta geologica scala 1:25000, F 229 IV SE San Marco Argentano, con ubicazione dei siti campionati nell'area di Mongrassano e San Marco Argentano. P^{s-cl}_3 : sabbie e conglomerati bruno chiari localmente cementati (Pliocene superiore – Pleistocene inferiore).

3.2.4 – SEZIONE DI LUZZI – ROSE – ARENTE

Queste sezioni sono tutte ubicate in destra del Fiume Crati. Si tratta di sabbie ed arenarie debolmente cementate, con intercalati sottili livelli conglomeratici. I campioni L1, L2, L3 e R1, R2, R3 sono stati prelevati lungo due tagli stradali, rispettivamente, presso i centri abitati



di Luzzi e di Rose, mentre i campioni A1, A2, A3, A4 e A5 in corrispondenza di una cava in prossimità del Fiume Arente.

3.3 – SUCCESSIONI PLEISTOCENICHE

3.3.1 – SEZIONE DI REGINA – SARTANO

Le successioni pleistoceniche campionate sono ubicate in sinistra del Fiume Crati, nell'area compresa tra i centri abitati di Sartano e Taverna di Montalto (figura 3.7). Si tratta di diversi sistemi deltizi appartenenti al riempimento pleistocenico della Valle del Fiume Crati ed interpretati come sistemi di *fan-delta* tipo Gilbert (Colella *et al.*, 1987; Colella, 1988).

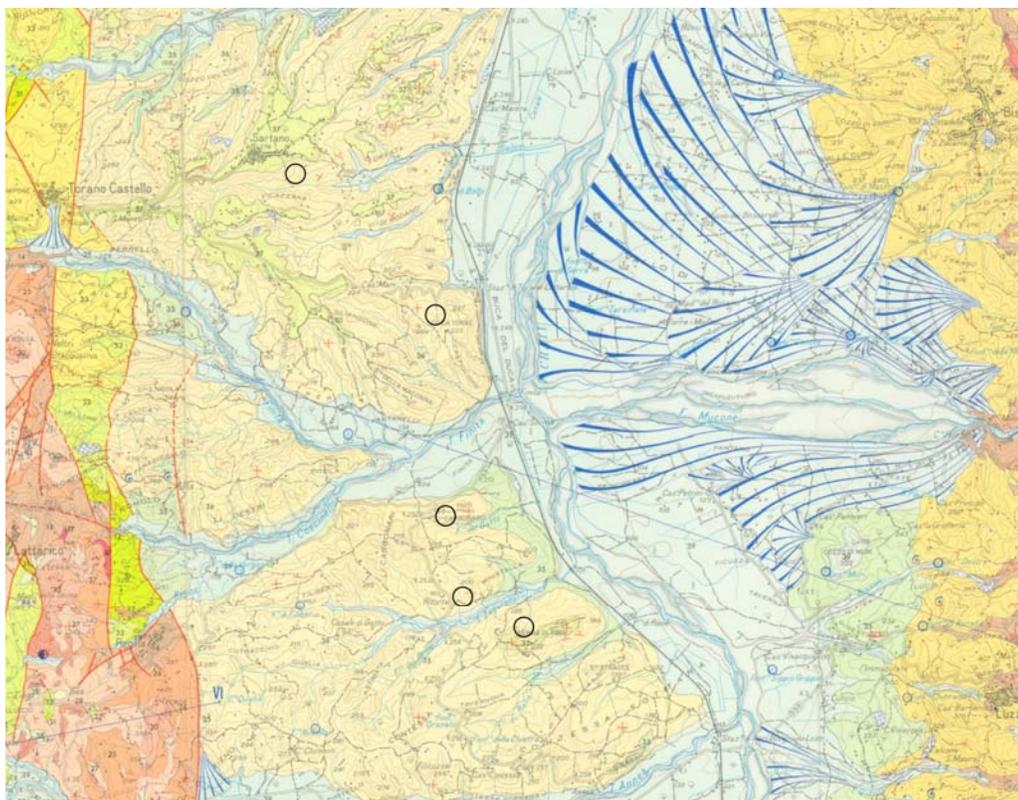
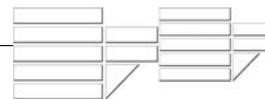


Figura 3.7 – Stralcio della carta geologica F 551 scala 1:50000, con ubicazione dei siti pleistocenici campionati.



I campioni pleistocenici sono stati prelevati lungo i tagli artificiali di cinque diverse cave, in corrispondenza delle quali le successioni detritiche si presentano prevalentemente ghiaiose, con locali intercalazioni di sedimenti sabbiosi, che diventano dominanti verso l'alto, in corrispondenza delle unità più giovani.

In totale sono stati prelevati 32 campioni di ghiaie con sabbia, sui ciascuno dei quali è stata effettuata un'analisi di tipo granulometrico e dalla frazione 500-250 micron sono state ricavate le sezioni sottili su cui è stata condotta l'analisi petrografica modale.

In particolare, lungo la cava ubicata in località Ministalla (figura 3.8), a nord del Torrente Zagarellaro, sono stati prelevati i campioni DF2, DF3, DF6, DF8, DF10, DF11, DF12 e DF13 in corrispondenza di due sistemi deltizi sovrapposti e giustapposti.

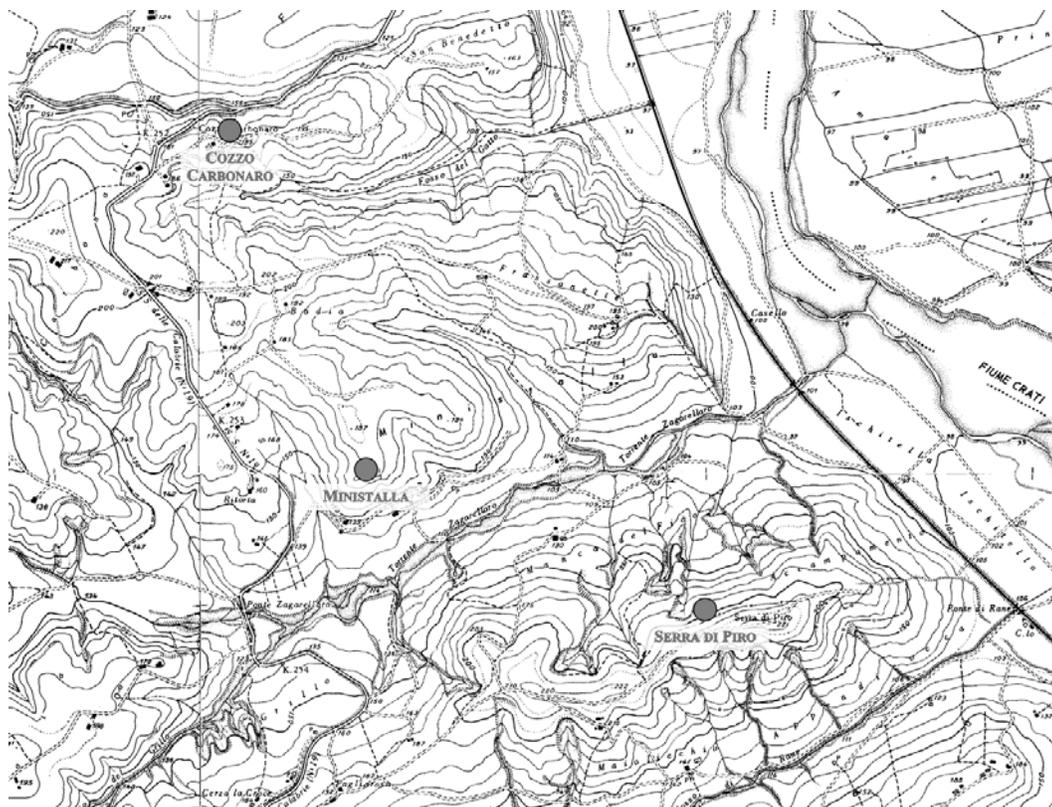
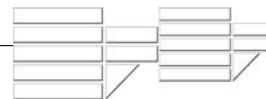


Figura 3.8 – Stralcio della carte topografiche scala 1:10000, F. 229 II N.O. sez. C e F. 229 III N.E. sez. B in cui è indicata l'ubicazione delle cave campionate.



In figura 3.9, è rappresentato uno schema mostrante i rapporti verticali tra i vari campioni prelevati.

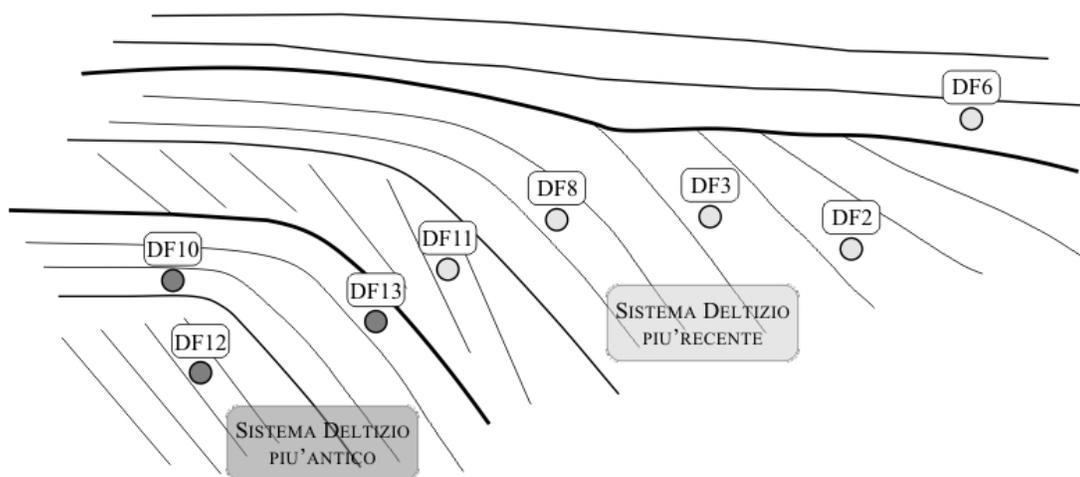
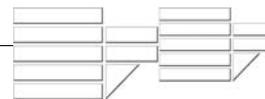


Figura 3.9 – Rapporti verticali tra i campioni dei due sistemi deltizi nella cava di Ministalla.

Il campione DF12 è stato prelevato in corrispondenza di livelli di *foreset* del sistema deltizio più antico, che passano mediante un contatto obliquo a livelli di *topset* in corrispondenza dei quali è stato prelevato il campione DF10. Il campione DF13 è stato preso, invece, in corrispondenza degli ultimi livelli di *foreset* al passaggio col sistema deltizio più recente. I campioni DF11, DF8, DF3 e DF2 sono stati prelevati, dal basso verso l'alto, tutti in corrispondenza di livelli di *foreset* del sistema deltizio più recente. Tale sistema si differenzia dal precedente per una progressiva diminuzione sia della granulometria, sia dello spessore degli strati, costituiti da sedimenti prevalentemente sabbiosi.

Sulla successione poggia, mediante un contatto erosivo, un'alternanza di strati sabbioso-limosi orizzontali, in corrispondenza dei quali è stato prelevato il campione DF6.

I campioni DF17 e DF16 sono stati prelevati, dal basso verso l'alto, nella cava di Cozzo la Torre (figura 3.10) situata lungo la strada che conduce al centro abitato di Torano Castello; DF19 e DF18 in prossimità di Cozzo Carbonaro (figura 3.9), a sud del Torrente Finita; DF21 e DF20 nella cava di Cozzo di Piro (figura 3.9), a sud del T. Zagarellaro.



I campioni da T1 a T18 sono stati prelevati, dal basso verso l'alto, in corrispondenza di un'unica cava ubicata nei dintorni dell'abitato di Sartano, in località Arciacono (figura 3.10). In particolare, i campioni da T1 a T14 corrispondono ai livelli di *foreset*, mentre i campioni da T15 a T18 corrispondono ai livelli di *topset*.

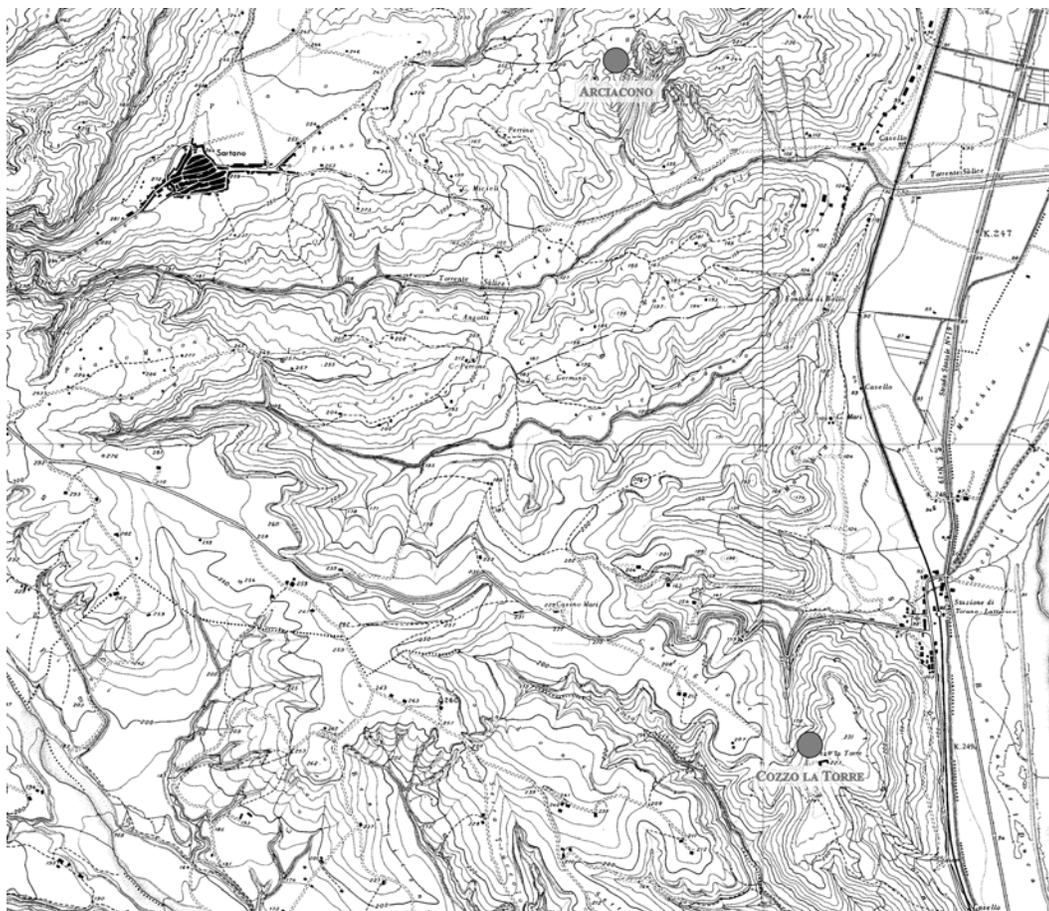
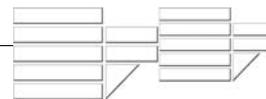


Figura 3.10 – Stralcio della carte topografiche scala 1:10000, F. 229 II N.O. sez. D e F. 229 III N.E. sez. A in cui è indicata l'ubicazione delle cave campionate.

La scelta di questi siti di campionatura non è stata casuale, i depositi di età pleistocenica nella Valle del Fiume Crati sono di fatto ampiamente diffusi, lungo entrambi i margini del bacino.



La particolarità, riscontrata durante le analisi di campagna e successivamente comprovata dalle analisi di laboratorio, che contraddistingue questi depositi deltizi è l'evidente e massiccia presenza di clasti sedimentari di natura carbonatica, in particolare dolomitica, non osservati nei depositi pliocenici. La consistente presenza di tali clasti dolomitici, di dimensioni centimetriche, rende singolari questi *fan-delta* in quanto, attualmente, non affiorano a monte di tali depositi rocce di natura dolomitica che possano giustificare simili apporti.

CAPITOLO 4

ANALISI OTTICA MICROSCOPICA

Le sezioni sottili di areniti esaminate sono state sottoposte ad attacco con acido fluoridrico ed immerse in una soluzione sovrassatura di sodio-cobaltonitrito per la colorazione dei feldspati alcalini. L'analisi petrografica quantitativa al microscopio ottico, mediante conteggio per punti (circa 500 punti per sezione sottile), per la determinazione dei costituenti fondamentali dello scheletro è stata eseguita usando il metodo di conteggio "Gazzi – Dickinson" (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984; Zuffa, 1985). I costituenti fondamentali dello scheletro sono stati ricalcolati utilizzando i parametri composizionali proposti da Dickinson (1970), Ingersoll & Suczek (1979; 1984) e Critelli & Ingersoll (1995).

4.1 – PETROFACIES DELLE SUCCESSIONI PLIOCENICHE

4.1.1 – SEZIONE DI VACCARIZZO – MONTALTO

Nell'area compresa fra i centri abitati di Vaccarizzo e di San Sisto dei Valdesi, sono stati prelevati 20 campioni, da cui sono state ricavate altrettante sezioni sottili per l'analisi petrografica quantitativa al microscopio ottico. I risultati dell'analisi modale per ogni campione sono riportati in Tabella 4.1. Le microfoto relative ai campioni esaminati sono riportate nella Tavola 1.

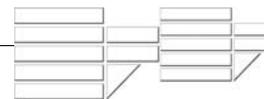
I campioni M1 e M2 sono stati prelevati lungo il Torrente Ferrera, a sud di Montalto, in corrispondenza di arenarie messiniane presenti alla base dei depositi pliocenici. I campioni MA4, MA21 e MA23 sono stati prelevati poco a sud di Vaccarizzo, da una successione di conglomerati e sabbie simili a quelli di San Sisto dei Valdesi. I campioni da AB1 ad AB11 sono stati raccolti lungo la successione di Cozzo Crocchi, costituita da conglomerati e sabbie simili a quelli di Vaccarizzo e San Sisto dei Valdesi. I campioni da AB12 ad AB15 sono stati



prelevati lungo la successione di Cozzo Pollice da una successione di calcareniti, stratigraficamente sovrapposte rispetto ai depositi di Cozzo Crocchi.

Tabella 4.1 – Composizione detritica principale delle areniti di Vaccarizzo – Montalto

| | T. FERRERA | | VACCARIZZO | | COZZO CROCCHI | | | | | | | | | | COZZO POLLICE | | | | | |
|---|------------|-----|------------|-------|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|---------------|-------|-------|-------|-------|--|
| | M1 | M2 | MA 4 | MA 23 | AB 1 | AB 2 | AB 3 | AB 4 | AB 5 | AB 6 | AB 7 | AB 8 | AB 9 | AB 10 | AB 11 | AB 12 | AB 13 | AB 14 | AB 15 | |
| NCE Q | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Quarzo (cristallo singolo) | 68 | 100 | 57 | 75 | 110 | 120 | 113 | 91 | 74 | 98 | 125 | 76 | 90 | 37 | 120 | 85 | 70 | 77 | 65 | |
| Quarzo policristallino con <i>fabrics</i> tettonico | 5 | 3 | 7 | 15 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 4 | 6 | 13 | 2 | 0 | 8 | 7 | 14 | |
| Quarzo policristallino senza <i>fabrics</i> tettonico | 0 | 0 | 0 | 1 | 4 | 7 | 10 | 6 | 1 | 3 | 3 | 5 | 12 | 0 | 10 | 15 | 10 | 8 | 11 | |
| Quarzo in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Quarzo in fr. metamorfica | 4 | 20 | 40 | 21 | 20 | 9 | 20 | 30 | 20 | 30 | 8 | 27 | 24 | 15 | 15 | 2 | 20 | 15 | 15 | |
| Quarzo in fr. plutonica | 35 | 9 | 4 | 2 | 8 | 0 | 6 | 5 | 4 | 4 | 0 | 1 | 12 | 1 | 5 | 5 | 1 | 5 | 2 | |
| Quarzo in fr. plutonica o gneissica | 3 | 10 | 9 | 5 | 3 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 2 | |
| Quarzo in fr. sedimentaria | 0 | 6 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 5 | 6 | 0 | 1 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Calcite di sostituzione su quarzo | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 2 | 0 | |
| K | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| K-feldspato (cristallo singolo) | 42 | 56 | 11 | 18 | 55 | 30 | 86 | 58 | 67 | 85 | 65 | 50 | 53 | 46 | 36 | 88 | 87 | 82 | 71 | |
| K-feldspato in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| K-feldspato in fr. metamorfica | 1 | 4 | 3 | 0 | 12 | 5 | 15 | 15 | 5 | 15 | 10 | 15 | 10 | 20 | 10 | 10 | 10 | 15 | 10 | |
| K-feldspato in fr. plutonica | 29 | 5 | 1 | 0 | 5 | 4 | 15 | 6 | 5 | 3 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 2 | 4 | 2 | |
| K-feldspato in fr. plutonica o gneissica | 6 | 11 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | |
| K-feldspato in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Calcite di sostituzione su K-feldspato | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 3 | 0 | |
| P | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Plagioclasio (cristallo singolo) | 100 | 159 | 56 | 86 | 90 | 22 | 90 | 49 | 93 | 104 | 135 | 25 | 41 | 59 | 95 | 25 | 50 | 39 | 20 | |
| Plagioclasio in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Plagioclasio in fr. metamorfica | 5 | 13 | 18 | 12 | 12 | 5 | 20 | 20 | 5 | 19 | 5 | 10 | 13 | 15 | 10 | 5 | 10 | 5 | 3 | |
| Plagioclasio in fr. plutonica | 49 | 8 | 2 | 4 | 10 | 5 | 7 | 4 | 5 | 3 | 0 | 0 | 5 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | |
| Plagioclasio in fr. plutonica o gneissica | 9 | 20 | 11 | 4 | 1 | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Plagioclasio in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 5 | 3 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Calcite di sostituzione su Plagioclasio | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 3 | 0 | |
| M | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mica e clorite (cristallo singolo) | 27 | 30 | 8 | 23 | 25 | 78 | 61 | 57 | 98 | 72 | 73 | 100 | 30 | 120 | 70 | 80 | 37 | 20 | 16 | |
| Mica e clorite in fr. metamorfica | 0 | 6 | 5 | 2 | 13 | 10 | 15 | 20 | 15 | 30 | 1 | 31 | 38 | 58 | 5 | 20 | 15 | 19 | 4 | |
| Mica e clorite in fr. plutonica | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 0 | 5 | 12 | 10 | 3 | 0 | 1 | 4 | 2 | 2 | 5 | 0 | 1 | 1 | |
| Mica e clorite in fr. plutonica o gneissica | 10 | 7 | 0 | 0 | 2 | 0 | 5 | 4 | 5 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | |
| Mica e clorite in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 10 | 0 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| L | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Litico vulcanico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Litico metavulcanico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Metabasite | 0 | 1 | 2 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Serpentine | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Anfibolite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Slate | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Fillade | 1 | 2 | 17 | 30 | 2 | 2 | 2 | 29 | 15 | 6 | 36 | 40 | 34 | 39 | 15 | 5 | 5 | 5 | 3 | |
| Sciisto a grana fine | 9 | 3 | 9 | 2 | 8 | 1 | 26 | 10 | 15 | 24 | 17 | 10 | 20 | 10 | 15 | 10 | 15 | 4 | 12 | |
| Gneiss a grana fine | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Selce impura | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 10 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Siltite | 1 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 34 | 20 | 8 | 16 | 0 | 0 | 16 | 8 | 0 | 0 | 3 | 3 | |
| Shale | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| D | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Minerale denso (cristallo singolo) | 5 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 1 | |
| Minerale denso in fr. metamorfica | 0 | 3 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Minerale denso in fr. plutonica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Minerale denso in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Minerale opaco | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | |
| Minerale opaco in fr. metamorfica | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Minerale opaco in fr. plutonica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Minerale opaco in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Minerale femico | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| CE | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Dolomia | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Calcare micritico | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 15 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 35 | 25 | 47 | |
| Calcare sparitico | 4 | 0 | 0 | 0 | 40 | 30 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 40 | 45 | 50 | 35 | |
| Calcare microspartitico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Calcare biospartitico | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Calcare biomicritico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Marmo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Fossile | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | |
| Fossile in <i>limestone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Grainstone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Packstone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Wackestone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Calcsiltite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Cemento carbonatico in sandstone | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Singolo spato di calcite o dolomite | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 20 | 15 | 10 | |
| CI | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Bioclasto | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 50 | 120 | 130 | |
| Intraclasto | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 23 | |
| NCI | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Glauconite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Oxid-Fe | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 9 | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Mx | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Matrice siliceoclastica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 15 | 0 | 15 | |
| Matrice carbonatica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 55 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 20 | 0 | 0 | 17 | |
| Epi-matrice | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Cm | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cemento carbonatico di <i>poor-filling</i> | 80 | 0 | 0 | 0 | 95 | 120 | | | | | | | | | | | | | | |



I ricalcoli modali dei campioni esaminati per la sezione di Vaccarizzo-Montalto sono riportati nella Tabella 4.2.

Tabella 4.2 – Ricalcolo modale dei poli dei diagrammi

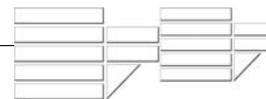
| | T. FERRERA | | VACCARIZZO | | COZZO CROCCHI | | | | | | | | | | COZZO POLLICE | | | | |
|------|------------|------|------------|-------|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|---------------|-------|-------|-------|-------|
| | M 1 | M 2 | MA 4 | MA 23 | AB 1 | AB 2 | AB 3 | AB 4 | AB 5 | AB 6 | AB 7 | AB 8 | AB 9 | AB 10 | AB 11 | AB 12 | AB 13 | AB 14 | AB 15 |
| Qm | 30 | 34 | 44 | 37 | 33 | 47 | 33 | 37 | 30 | 33 | 31 | 40 | 39 | 20 | 41 | 30 | 24 | 27 | 25 |
| F | 65 | 64 | 41 | 45 | 42 | 26 | 55 | 42 | 55 | 57 | 51 | 38 | 39 | 53 | 44 | 40 | 41 | 42 | 32 |
| Lt+C | 6 | 2 | 15 | 18 | 25 | 28 | 12 | 21 | 15 | 10 | 18 | 23 | 22 | 27 | 15 | 30 | 35 | 31 | 43 |
| Qm | 31 | 34 | 51 | 45 | 44 | 65 | 37 | 47 | 35 | 37 | 38 | 51 | 50 | 28 | 48 | 43 | 38 | 39 | 44 |
| K | 22 | 18 | 9 | 8 | 22 | 20 | 31 | 28 | 28 | 28 | 22 | 32 | 27 | 32 | 16 | 44 | 39 | 43 | 43 |
| P | 46 | 48 | 40 | 46 | 34 | 16 | 32 | 25 | 37 | 35 | 40 | 17 | 23 | 40 | 36 | 13 | 24 | 19 | 13 |
| Lm | 69 | 100 | 91 | 100 | 10 | 4 | 74 | 54 | 60 | 79 | 77 | 98 | 100 | 75 | 79 | 18 | 17 | 9 | 13 |
| Lv | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ls+C | 31 | 0 | 9 | 0 | 90 | 96 | 26 | 46 | 40 | 21 | 23 | 2 | 0 | 25 | 21 | 82 | 83 | 91 | 87 |
| Lm | 69 | 100 | 91 | 100 | 10 | 4 | 74 | 54 | 60 | 79 | 77 | 98 | 100 | 75 | 79 | 18 | 17 | 9 | 13 |
| Lss | 6 | 0 | 9 | 0 | 0 | 1 | 26 | 46 | 40 | 21 | 23 | 2 | 0 | 25 | 21 | 0 | 0 | 3 | 3 |
| Lsc | 25 | 0 | 0 | 0 | 90 | 94 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 82 | 83 | 88 | 85 |
| Rg | 82 | 53 | 22 | 16 | 16 | 8 | 27 | 16 | 21 | 9 | 0 | 1 | 15 | 3 | 8 | 8 | 5 | 9 | 5 |
| Rs | 3 | 5 | 4 | 0 | 48 | 62 | 7 | 26 | 27 | 16 | 16 | 1 | 0 | 17 | 9 | 53 | 52 | 52 | 60 |
| Rm | 15 | 42 | 74 | 84 | 36 | 30 | 66 | 58 | 52 | 75 | 84 | 97 | 85 | 80 | 83 | 39 | 43 | 39 | 35 |
| NCE | 99 | 100 | 100 | 100 | 79 | 82 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 82 | 70 | 61 | 50 |
| CE | 1 | 0 | 0 | 0 | 19 | 18 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16 | 20 | 17 | 20 |
| CI | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 10 | 22 | 30 |
| P/F | 0,68 | 0,72 | 0,82 | 0,85 | 0,61 | 0,45 | 0,51 | 0,47 | 0,57 | 0,55 | 0,65 | 0,35 | 0,46 | 0,55 | 0,70 | 0,23 | 0,38 | 0,31 | 0,22 |

Campioni miocenici

In un diagramma compositivo di tipo QmFLt, i due campioni miocenici ricadono nel campo delle arcose, con una composizione media pari a $Qm_{32\pm 3} F_{64\pm 0} Lt+C_{4\pm 3}$ (figura 4.1). I grani che compongono lo scheletro detritico consistono essenzialmente in quarzo, feldspati e frammenti litici predominatamente a grana grossa.

Il quarzo, presente nei due campioni con percentuali che variano tra il 30 e il 34%, si presenta dominatamente nella sua forma monocristallina (Qm), sia come cristallo singolo, sia composito a grana grossa (con dimensioni $> 0,0625$ mm) all'interno di frammenti di rocce sia plutoniche che metamorfiche. E' presente, inoltre, come aggregato policristallino (Qp) a grana fina con fabric tettonico. I granuli si presentano da dominatamente subangolosi ad arrotondati, il che potrebbe indicare una scarsa maturità sia compositiva che tessiturale.

I feldspati (F), presenti sia come feldspato potassico (K), che come plagioclasti (P), costituiscono il componente più abbondante in entrambe le sezioni, con percentuali variabili tra 64-65%. I plagioclasti sono sempre più abbondanti rispetto al K-feldspato, sia come



crystallo singolo che come frammento di roccia plutonica o gneissica; con un rapporto P/F che oscilla tra 0,68-0,72.

Per quanto riguarda i frammenti litici, i litici afanitici (L), con dimensioni < 0,0625 mm, sono poco rappresentati, con percentuali variabili tra 2-6% nella composizione detritica totale. Quando presenti, constano essenzialmente di frammenti metamorfici di basso e medio grado e di siltiti. Meglio rappresentata è la categoria dei litici faneritici, con individui con dimensioni > 0,0625 mm. I frammenti di roccia a grana grossa, presenti nei campioni miocenici, sono prevalentemente di natura plutonica (Rg), secondariamente di natura metamorfica (Rm), in minore percentuale di origine sedimentaria (Rs).

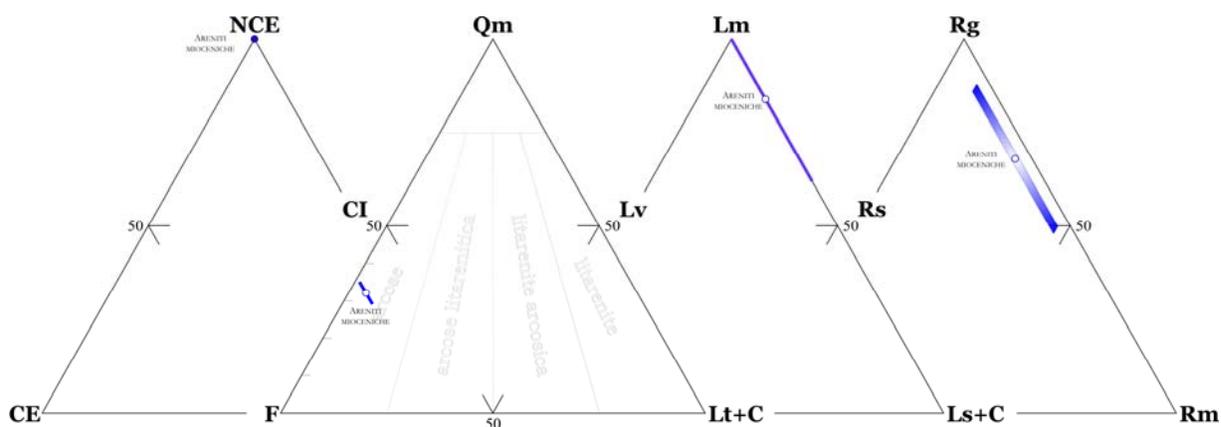


Figura 4.1 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari.

Petrofacies di Vaccarizzo

Le mode composizionali dei campioni prelevati nell'area di Vaccarizzo ricadono nel campo delle arcose litarenitiche nel diagramma classificativo QmFLt, con valori medi pari a $Qm_{35\pm7} F_{40\pm5} Lt+C_{17\pm2}$ (figura 4.2). Lo scheletro detritico è interamente costituito da particelle silicoclastiche ($NCE_{100}CE_0CI_0$), non sono stati rilevati, infatti, contributi di natura carbonatica.

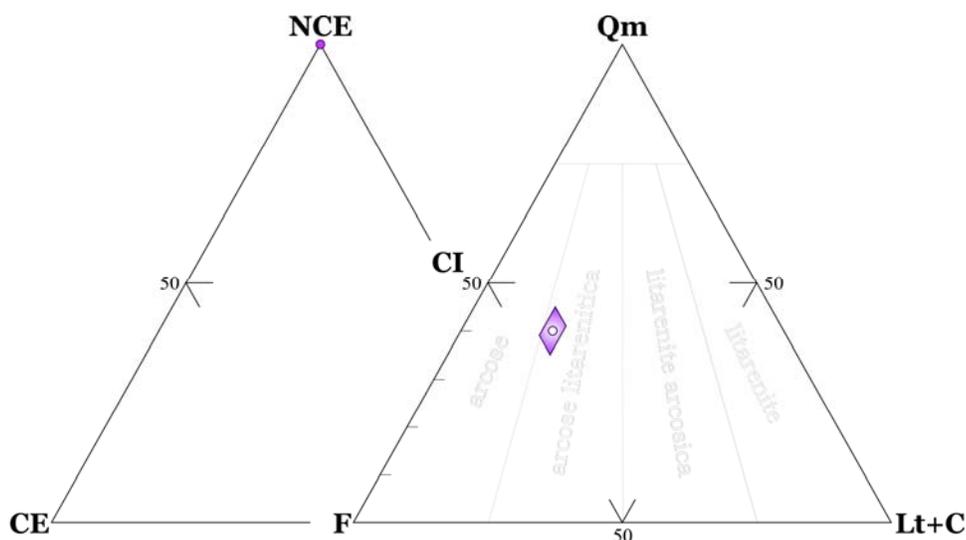
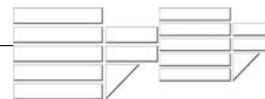


Figura 4.2 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C).

Il quarzo, presente con percentuali variabili tra 37-44%, ricorre come singolo individuo, ma si ritrova frequentemente anche in frammenti di rocce soprattutto metamorfiche. Spesso si ritrova anche nella sua forma policristallina, quasi sempre con un fabric tettonico.

La classe petrografica dei feldspati risulta abbondante, con valori percentuali che oscillano tra 41-45%. I plagioclasio sono il componente che meglio la rappresenta, con un rapporto P/F pari a 0,83. Spesso si tratta di individui monocristallini, ma sono presenti anche cristalli in frammenti di rocce di natura spesso metamorfica, ma anche plutonica e a volte sedimentaria.

Nei campioni di Vaccarizzo si ritrovano spesso frammenti litici a grana fina, quasi sempre di origine metamorfica, essenzialmente frammenti di filladi e di scisti, raramente di origine sedimentaria.

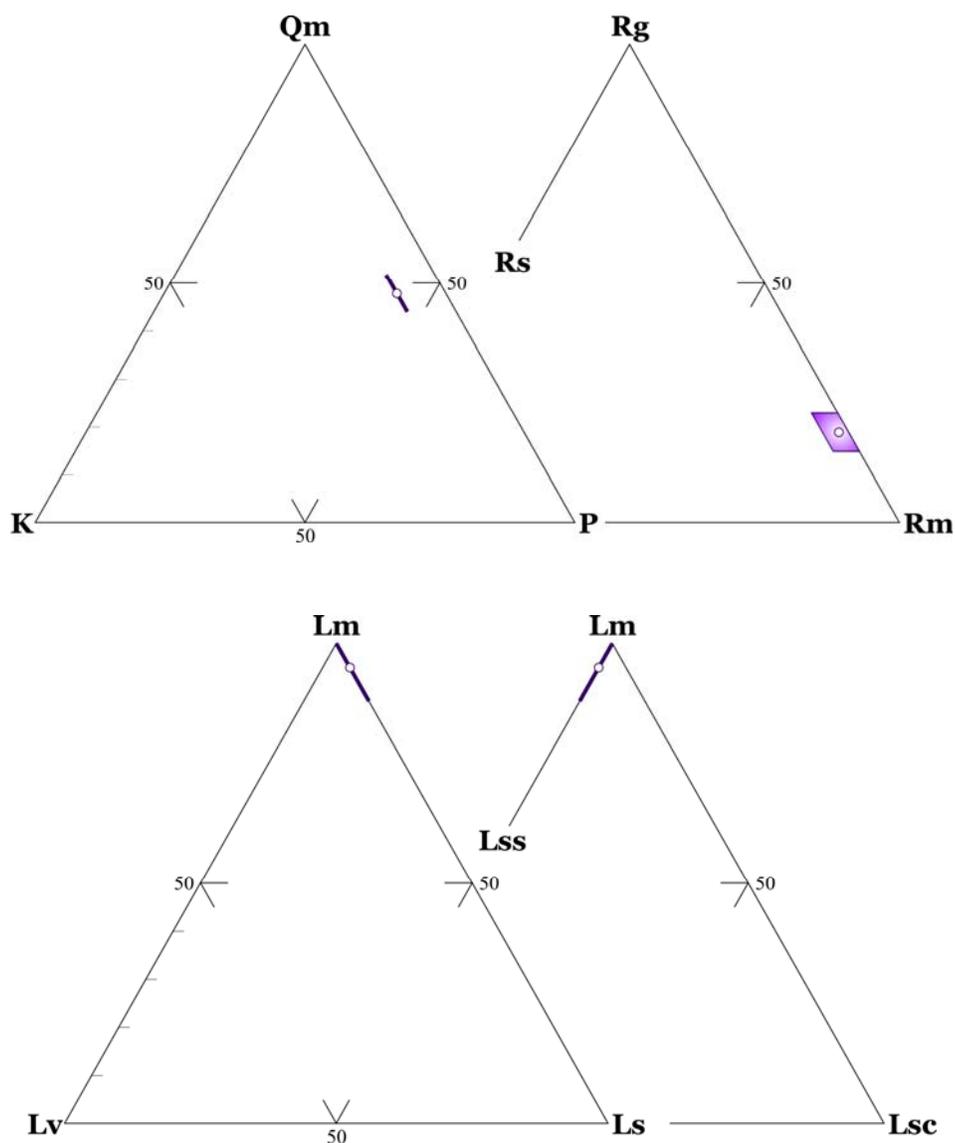
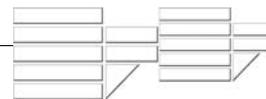


Figura 4.3 – Diagrammi triangolari composizionali. Qm = quarzo monocristallino, K = feldspato potassico, P = plagioclasio. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari. Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Lss = frammenti sedimentari non carbonatici, Lsc = frammenti sedimentari carbonatici.

Petrofacies di Cozzo Crocchi

Nel diagramma composizionale QmFLt, i campioni di Cozzo Crocchi ricadono nel campo delle arcose litarenitiche, con una composizione media pari a $Qm_{35\pm 7} F_{46\pm 10} Lt+C_{20\pm 6}$ (figura 4.4). I grani detritici sono esclusivamente di natura silicoclastica, ad eccezione di due campioni (AB1 e AB2) in cui si ritrovano frammenti di carbonati di natura extrabacinale.

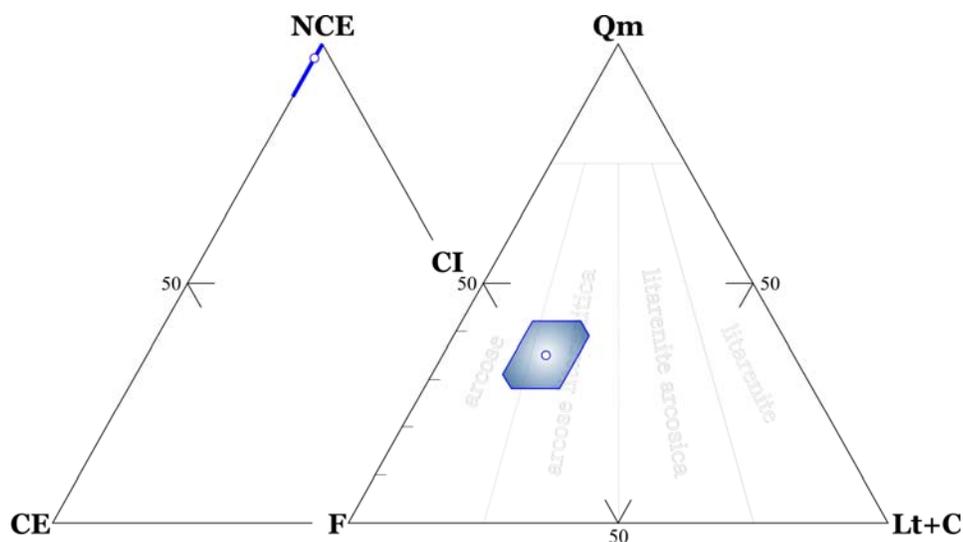
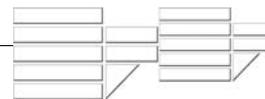


Figura 4.4 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C).

Il quarzo, presente nei campioni esaminati con percentuali che variano tra il 20% e il 47%, si presenta dominatamente nella sua forma monocristallina (Qm), sia come cristallo singolo, sia composito a grana grossa all'interno di frammenti di rocce prevalentemente di natura metamorfica e sedimentaria. In quasi tutte le sezioni sottili dei campioni di Cozzo Crocchi, ricorrono anche aggregati policristallini di quarzo a grana fina (Qp) con e senza fabric tettonico.

In molti dei campioni esaminati i feldspati (F) costituiscono il componente più abbondante, con valori percentuali che oscillano tra il 26% e il 57%. Si ritrovano sia feldspati potassici che plagioclasii, con un rapporto P/F pari a 0,53, sia come singoli individui, sia come frammenti di rocce metamorfiche, sedimentarie e plutoniche (figura 4.5).

I litici afanitici, presenti nei campioni arenitici di Cozzo Crocchi con percentuali variabili tra il 10% e il 27%, consistono in frammenti di rocce metamorfiche di basso e medio grado e frammenti di rocce sedimentarie. Nei campioni AB1 e AB2 sono presenti tra i frammenti litici di tipo sedimentario (Ls) anche granuli carbonatici (figura 4.5).

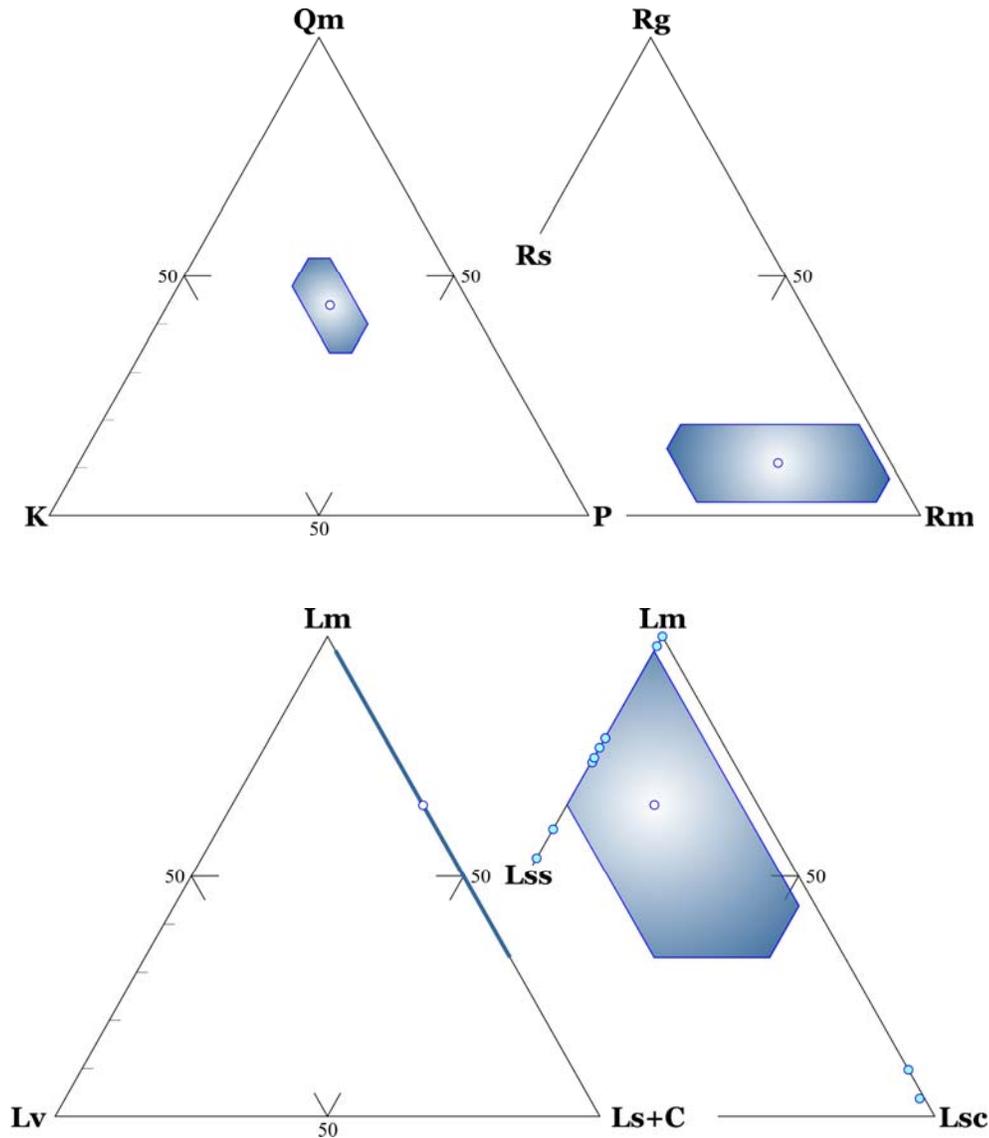
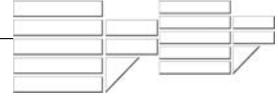
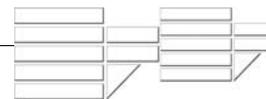


Figura 4.5 – Diagrammi triangolari composizionali. Qm = quarzo monocristallino, K = feldspato potassico, P = plagioclasio. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari. Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Lss = frammenti sedimentari non carbonatici, Lsc = frammenti sedimentari carbonatici.

Petrofacies di Cozzo Pollice

Anche le calcareniti di Cozzo Pollice, come i campioni arenitici di Cozzo Crocchi, ricadono nel campo delle arcose litarenitiche del diagramma composizionale QmFLt, con una composizione media pari a $Qm_{27\pm 3}$ $F_{39\pm 5}$ $Lt+C_{35\pm 6}$ (figura 4.6). Lo scheletro detritico è costituito da grani silicoclastici, ma un rilevante contributo è dato da frammenti di carbonati di



natura sia intrabacinale (CI) che extrabacinale (NCE), come evidenziano le mode composizionali ($NCE_{66\pm 14}CE_{18\pm 2}CI_{16\pm 12}$).

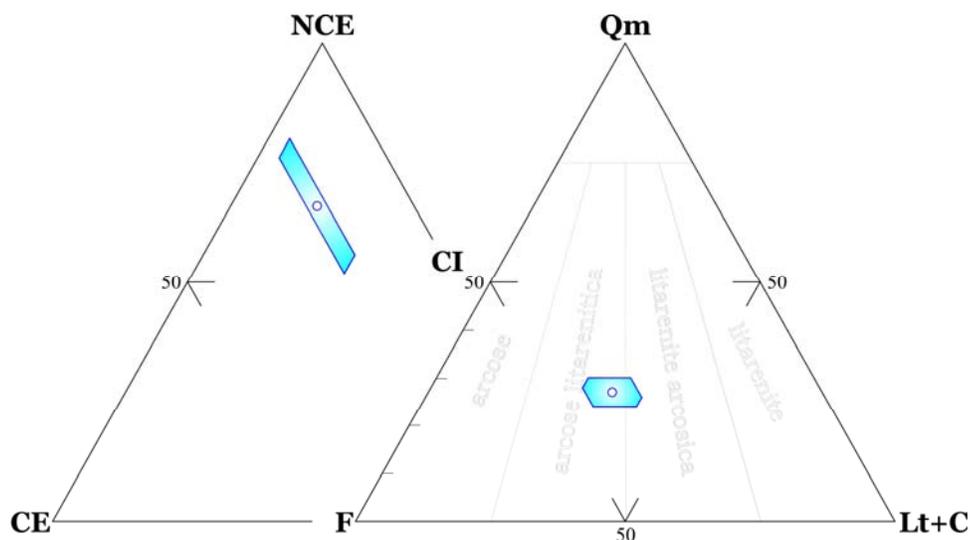
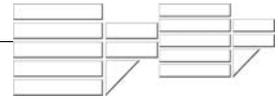


Figura 4.6 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C).

Nei campioni esaminati il quarzo è presente con percentuali variabili tra il 24% e il 30%. Ricorre, prevalentemente, nella sua forma monocristallina come cristallo singolo e come individuo all'interno di frammenti di rocce metamorfiche e plutoniche. Si presenta, anche, nella sua forma policristallina (Qp), quasi sempre senza mostrare un fabric tettonico.

I feldspati (F) rappresentano il componente più abbondante in quasi tutte le sezioni sottili esaminate, con percentuali variabili tra il 32% e il 42%. Si ritrovano come cristalli singoli, ma spesso ricorrono anche in frammenti di rocce essenzialmente di tipo metamorfico. Nell'ambito di questa classe petrografica, risultano molto più abbondanti i feldspati potassici rispetto ai plagioclasii, con un rapporto P/F pari a 0,29.

Nelle calcareniti di Cozzo Pollice il contributo volumetrico rappresentato dalla componente litica inizia ad essere alquanto rilevante, soprattutto per quanto riguarda il detrito di natura sedimentaria ($Lm_{14\pm 4}Lv_0Ls+C_{86\pm 4}$). I litici sedimentari (Ls+C) risultano, infatti, essere molto più abbondanti rispetto ai frammenti a grana fina di natura metamorfica (Lm) e



tra questi l'apporto sedimentario più significativo è dato da frammenti di carbonati di natura extrabacinale (Lss), con valori percentuali variabili tra 82-88%.

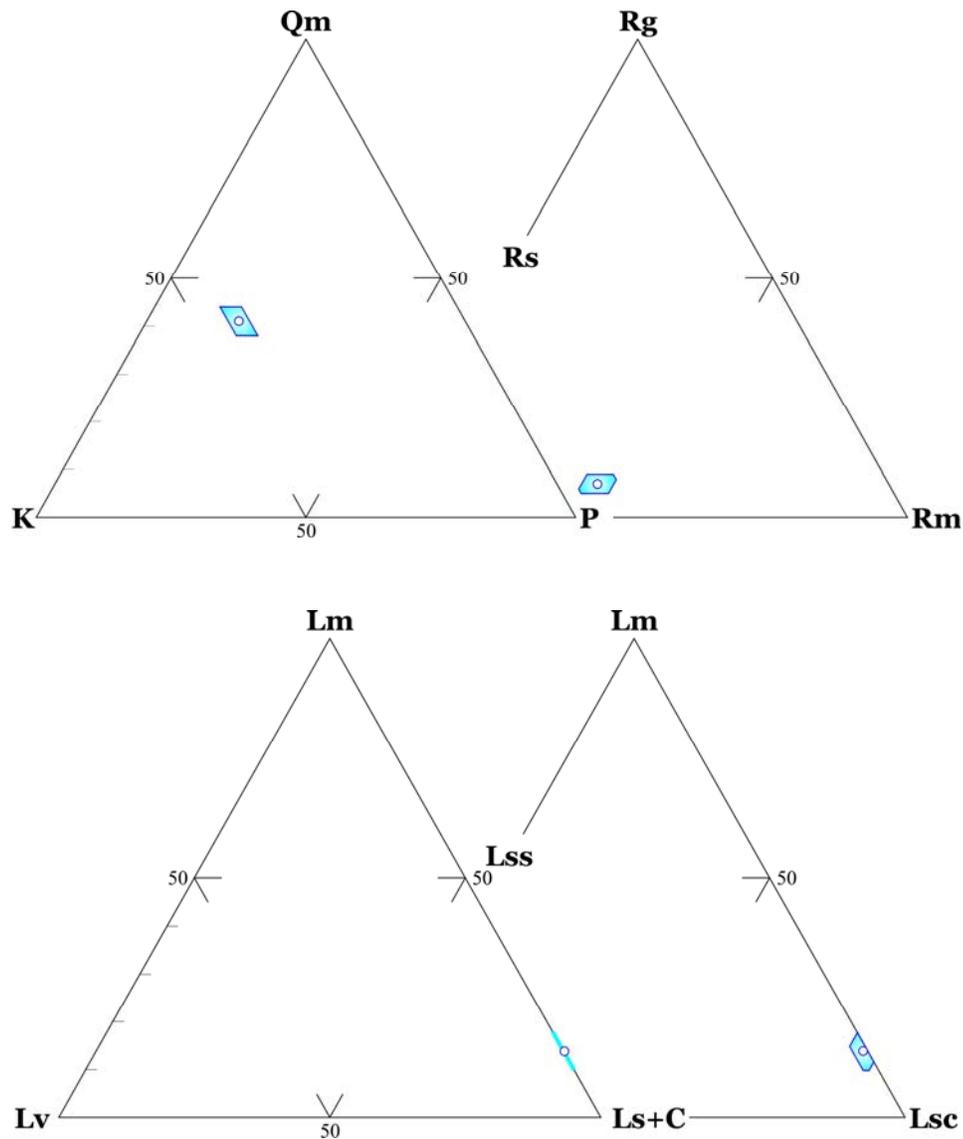


Figura 4.7 – Diagrammi triangolari composizionali. Qm = quarzo monocristallino, K = feldspato potassico, P = plagioclasio. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari. Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Lss = frammenti sedimentari non carbonatici, Lsc = frammenti sedimentari carbonatici.



Nella figura 4.8 sono rappresentati graficamente i valori medi e le deviazioni standard, espressi in tabella 4.3, dei set di campioni arenitici studiati per ogni area campionata per la sezione di Vaccarizzo-Montalto.

Tabella 4.3 – Medie composizionali dei campioni di Vaccarizzo – Montalto

| ETA' | LOCALITA' | Qm | F | Lt+C | Qm | K | P | Lm | Lv | Ls+C | Lm | Lss | Lsc | Rg | Rs | Rm | NCE | CE | CI | P/F |
|------------------------|---------------|--------|---------|--------|---------|--------|--------|---------|----|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|------|
| MIOCENE | T. FERRERA | 32 ± 3 | 64 | 4 ± 3 | 33 ± 2 | 20 ± 3 | 47 ± 1 | 84 ± 22 | 0 | 16 ± 22 | 84 ± 22 | 3 ± 4 | 13 ± 18 | 68 ± 20 | 4 ± 1 | 29 ± 19 | 100 ± 1 | 0 ± 1 | 0 | 0,70 |
| PLIOCENE INF.-MEDIO | VACCARIZZO | 40 ± 5 | 43 ± 3 | 17 ± 2 | 48 ± 4 | 9 | 43 ± 5 | 95 ± 7 | 0 | 5 ± 7 | 95 ± 7 | 5 ± 7 | 0 | 19 ± 4 | 2 ± 3 | 79 ± 7 | 100 | 0 | 0 | 0,83 |
| | COZZO CROCCHI | 35 ± 7 | 46 ± 10 | 20 ± 6 | 44 ± 10 | 26 ± 5 | 30 ± 9 | 65 ± 32 | 0 | 35 ± 32 | 65 ± 32 | 19 ± 16 | 17 ± 37 | 11 ± 8 | 21 ± 19 | 68 ± 22 | 97 ± 8 | 3 ± 7 | 0 | 0,53 |
| PLIOCENE MEDIO-SUP. | COZZO POLLICE | 27 ± 3 | 39 ± 5 | 35 ± 6 | 41 ± 3 | 42 ± 2 | 17 ± 5 | 14 ± 4 | 0 | 86 ± 4 | 14 ± 4 | 1 ± 2 | 85 ± 3 | 7 ± 2 | 54 ± 4 | 39 ± 3 | 66 ± 14 | 18 ± 2 | 16 ± 12 | 0,29 |

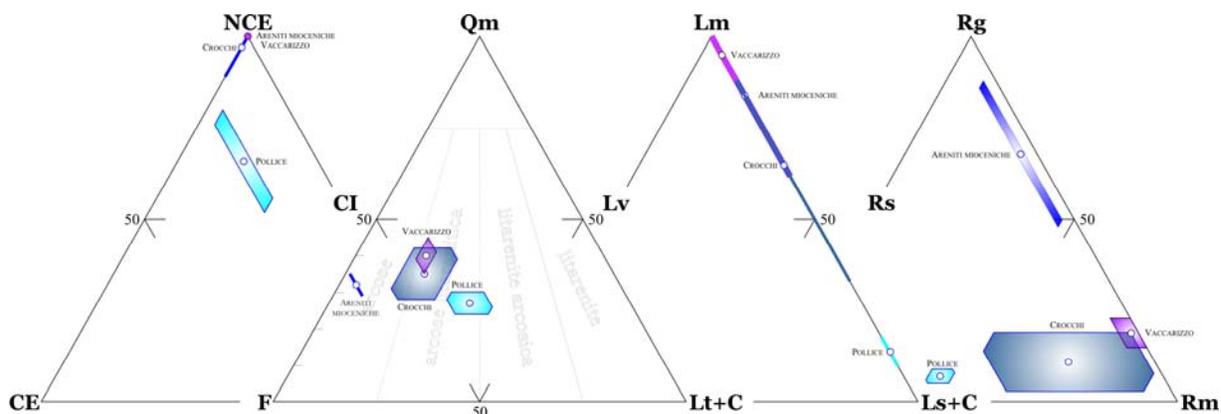


Figura 4.8 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rm = frammenti sedimentari.

Confrontando i valori ottenuti dall'analisi modale effettuata sui campioni studiati, si può osservare che nel passaggio verticale dai campioni arenitici miocenici del Torrente Ferrera alle calcareniti supra-plioceniche di Cozzo Pollice si evidenziano alcune variazioni composizionali che sottolineano dei cambiamenti negli apporti sedimentari.

Il primo momento in cui si verifica un'importante variazione composizionale è al limite Miocene-Pliocene inferiore, in cui si passa da arcose ideali ad arcose litarenitiche. Le areniti di Vaccarizzo e di Cozzo Crocchi evidenziano, infatti, un incremento in litici, sia a



grana fina che a grana grossa, di natura metamorfica e sedimentaria ed una drastica diminuzione dei frammenti di rocce plutoniche. Nei campioni di Cozzo Crocchi, in particolare, il maggiore apporto in litici sedimentari, rappresentati essenzialmente da selci e siltiti e in taluni casi da frammenti di carbonati, risulta più evidente.

Il passaggio dalle areniti di Cozzo Crocchi alle calcareniti di Cozzo Pollice segna un altro importante momento nel tipo di sedimentazione dell'area. L'apporto litico diventa sempre più consistente, soprattutto in virtù di un considerevole contributo detritico costituito da frammenti di carbonati extrabacinali.

4.1.2 – SEZIONE DI NOGIANO – SAN FILI

La sezione di Nogiano è caratterizzata da una porzione inferiore costituita da sabbie ed arenarie debolmente cementate a grana fina, che poggiano direttamente sulle argille infra-plioceniche; in corrispondenza di questa porzione sono stati prelevati i campioni da N1 a N9. Le microfoto relative ai campioni esaminati sono riportate nella Tavola 2.

La porzione superiore è caratterizzata, invece, da calcareniti ben cementate, in corrispondenza delle quali sono stati prelevati i campioni MA1, MA9 e MA10. I risultati dell'analisi modale per ogni campione sono riportati in Tabella 4.4.

Tabella 4.4 – Ricalcolo modale dei poli dei diagrammi

| | NOGIANO | | | | | | | | | | | | | SAN FILI | |
|------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----------|------|-------|-------|----------|--|
| | INFERIORE | | | | | | | | | SUPERIORE | | | | | |
| | N1 | N2 | N3 | N4 | N5 | N6 | N7 | N8 | N9 | MA 1 | MA 9 | MA 10 | MA 12 | MA 13 | |
| Qm | 47 | 46 | 49 | 47 | 49 | 46 | 48 | 50 | 48 | 24 | 33 | 21 | 23 | 29 | |
| F | 30 | 35 | 27 | 27 | 25 | 25 | 29 | 25 | 24 | 20 | 36 | 19 | 35 | 41 | |
| Lt+C | 23 | 19 | 24 | 26 | 26 | 29 | 23 | 25 | 28 | 56 | 31 | 60 | 43 | 30 | |
| Qm | 61 | 57 | 65 | 63 | 67 | 64 | 62 | 67 | 66 | 54 | 48 | 53 | 39 | 41 | |
| K | 18 | 16 | 16 | 17 | 16 | 14 | 19 | 14 | 19 | 25 | 10 | 15 | 16 | 22 | |
| P | 21 | 26 | 19 | 20 | 17 | 22 | 19 | 19 | 15 | 21 | 42 | 32 | 44 | 37 | |
| Lm | 34 | 42 | 39 | 35 | 28 | 21 | 55 | 28 | 29 | 41 | 43 | 37 | 12 | 22 | |
| Lv | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Ls+C | 66 | 58 | 61 | 65 | 72 | 79 | 45 | 72 | 71 | 59 | 57 | 63 | 88 | 78 | |
| Lm | 34 | 42 | 39 | 35 | 28 | 21 | 55 | 28 | 29 | 41 | 43 | 37 | 12 | 22 | |
| Lss | 12 | 2 | 8 | 9 | 12 | 7 | 12 | 5 | 19 | 7 | 7 | 0 | 3 | 3 | |
| Lsc | 54 | 56 | 53 | 57 | 60 | 72 | 33 | 67 | 52 | 53 | 50 | 63 | 85 | 75 | |
| Rg | 4 | 4 | 6 | 8 | 5 | 8 | 8 | 5 | 4 | 8 | 3 | 4 | 7 | 17 | |
| Rs | 60 | 40 | 39 | 43 | 62 | 59 | 25 | 51 | 69 | 49 | 27 | 50 | 48 | 39 | |
| Rm | 36 | 56 | 54 | 49 | 33 | 33 | 68 | 43 | 27 | 43 | 69 | 46 | 45 | 44 | |
| NCE | 90 | 91 | 87 | 87 | 85 | 83 | 91 | 82 | 88 | 70 | 38 | 46 | 33 | 29 | |
| CE | 9 | 7 | 9 | 10 | 13 | 16 | 4 | 14 | 11 | 25 | 4 | 23 | 17 | 7 | |
| CI | 2 | 2 | 4 | 3 | 3 | 1 | 4 | 4 | 1 | 5 | 58 | 30 | 51 | 64 | |
| P/F | 0,54 | 0,62 | 0,54 | 0,55 | 0,51 | 0,60 | 0,50 | 0,58 | 0,43 | 0,45 | 0,81 | 0,68 | 0,73 | 0,62 | |

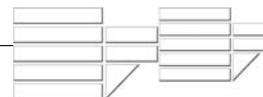
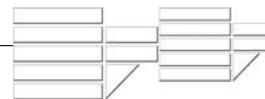


Tabella 4.5 – Composizione detritica principale delle areniti di Nogiano – San Fili

| | NOGIANO | | | | | | | | | | | | | |
|---|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| | INFERIORE | | | | | | | | | SUPERIORE | | | SAN FILI | |
| | N1 | N2 | N3 | N4 | N5 | N6 | N7 | N8 | N9 | MA 1 | MA 9 | MA 10 | MA 12 | MA 13 |
| NCE Q | | | | | | | | | | | | | | |
| Quarzo (cristallo singolo) | 124 | 152 | 142 | 131 | 123 | 126 | 135 | 149 | 96 | 42 | 32 | 29 | 15 | 23 |
| Quarzo policristallino con <i>fabrics</i> tettonico | 9 | 13 | 11 | 12 | 5 | 7 | 17 | 4 | 5 | 7 | 11 | 5 | 2 | 6 |
| Quarzo policristallino senza <i>fabrics</i> tettonico | 3 | 3 | 4 | 7 | 4 | 9 | 4 | 4 | 3 | 5 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| Quarzo in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Quarzo in fr. metamorfica | 10 | 5 | 17 | 12 | 18 | 11 | 13 | 20 | 15 | 17 | 11 | 6 | 20 | 9 |
| Quarzo in fr. plutonica | 1 | 0 | 0 | 2 | 1 | 3 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 2 | 1 |
| Quarzo in fr. plutonica o gneissica | 2 | 3 | 2 | 2 | 2 | 3 | 0 | 3 | 0 | 5 | 0 | 1 | 2 | 4 |
| Quarzo in fr. sedimentaria | 15 | 0 | 1 | 1 | 15 | 2 | 0 | 1 | 29 | 7 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| Calcite di sostituzione su quarzo | 0 | 0 | 4 | 3 | 1 | 0 | 6 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| K | | | | | | | | | | | | | | |
| K-feldspato (cristallo singolo) | 38 | 46 | 39 | 37 | 33 | 30 | 43 | 35 | 30 | 21 | 6 | 6 | 10 | 19 |
| K-feldspato in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K-feldspato in fr. metamorfica | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 2 | 3 | 6 | 0 |
| K-feldspato in fr. plutonica | 2 | 0 | 0 | 1 | 2 | 1 | 0 | 0 | 3 | 8 | 1 | 0 | 1 | 0 |
| K-feldspato in fr. plutonica o gneissica | 1 | 0 | 2 | 2 | 2 | 1 | 3 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| K-feldspato in fr. sedimentaria | 3 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 6 | 3 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| Calcite di sostituzione su K-feldspato | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| P | | | | | | | | | | | | | | |
| Plagioclasio (cristallo singolo) | 47 | 74 | 44 | 44 | 33 | 48 | 40 | 47 | 19 | 21 | 31 | 16 | 17 | 23 |
| Plagioclasio in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Plagioclasio in fr. metamorfica | 0 | 0 | 3 | 2 | 1 | 1 | 3 | 2 | 0 | 3 | 6 | 3 | 23 | 5 |
| Plagioclasio in fr. plutonica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 2 | 0 | 0 |
| Plagioclasio in fr. plutonica o gneissica | 1 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | 3 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 5 | 5 |
| Plagioclasio in fr. sedimentaria | 6 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 11 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| Calcite di sostituzione su Plagioclasio | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| M | | | | | | | | | | | | | | |
| Mica e clorite (cristallo singolo) | 31 | 52 | 15 | 16 | 12 | 16 | 16 | 14 | 10 | 5 | 10 | 5 | 3 | 2 |
| Mica e clorite in fr. metamorfica | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 2 | 0 | 6 | 4 | 1 |
| Mica e clorite in fr. plutonica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mica e clorite in fr. plutonica o gneissica | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mica e clorite in fr. sedimentaria | 3 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| L | | | | | | | | | | | | | | |
| Litico vulcanico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Litico metavulcanico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Metabasite | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 |
| Serpentinite | 0 | 0 | 2 | 2 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Anfibolite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Slate | 1 | 0 | 3 | 3 | 2 | 3 | 3 | 2 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fillade | 15 | 16 | 18 | 16 | 14 | 11 | 20 | 15 | 13 | 35 | 8 | 26 | 3 | 3 |
| Scisto a grana fine | 4 | 3 | 2 | 2 | 4 | 2 | 1 | 3 | 4 | 24 | 2 | 6 | 6 | 3 |
| Gneiss a grana fine | 2 | 1 | 2 | 1 | 3 | 0 | 1 | 2 | 3 | 0 | 2 | 4 | 0 | 1 |
| Scelce impura | 1 | 1 | 5 | 5 | 3 | 4 | 5 | 4 | 1 | 5 | 2 | 0 | 2 | 0 |
| Siltite | 7 | 0 | 1 | 1 | 7 | 1 | 1 | 0 | 13 | 6 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Shale | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| D | | | | | | | | | | | | | | |
| Minerale denso (cristallo singolo) | 4 | 1 | 9 | 11 | 4 | 7 | 15 | 2 | 6 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 |
| Minerale denso in fr. metamorfica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| Minerale denso in fr. plutonica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale denso in fr. sedimentaria | 2 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale opaco | 5 | 5 | 5 | 5 | 3 | 1 | 8 | 2 | 4 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale opaco in fr. metamorfica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| Minerale opaco in fr. plutonica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale opaco in fr. sedimentaria | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale femico | 3 | 2 | 7 | 8 | 3 | 4 | 11 | 2 | 3 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 |
| CE | | | | | | | | | | | | | | |
| Dolomia | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calcare micritico | 11 | 14 | 11 | 13 | 9 | 13 | 12 | 9 | 8 | 15 | 1 | 19 | 16 | 0 |
| Calcare sparitico | 16 | 11 | 18 | 14 | 25 | 23 | 5 | 30 | 20 | 25 | 14 | 13 | 16 | 9 |
| Calcare microspartitico | 1 | 0 | 0 | 2 | 1 | 3 | 0 | 0 | 2 | 10 | 0 | 14 | 0 | 0 |
| Calcare biospartitico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 |
| Calcare biomicritico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| Marmo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fossile | 2 | 3 | 0 | 5 | 0 | 9 | 0 | 0 | 0 | 10 | 0 | 19 | 25 | 14 |
| Fossile in <i>limestone</i> | 2 | 0 | 0 | 2 | 2 | 3 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| <i>Grainstone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Packstone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Wackstone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calsiltite | 3 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 5 | 16 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| Cemento carbonatico in sandstone | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Singolo spato di calcite o dolomite | 0 | 0 | 7 | 2 | 7 | 4 | 0 | 13 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CI | | | | | | | | | | | | | | |
| Bioclasto | 6 | 9 | 16 | 11 | 9 | 5 | 17 | 15 | 3 | 16 | 196 | 86 | 195 | 235 |
| Intraclasto | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| NCI | | | | | | | | | | | | | | |
| Glauconite | 1 | 0 | 2 | 2 | 1 | 1 | 3 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 |
| Oxid-Fe | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mx | | | | | | | | | | | | | | |
| Matrice silicoclastica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Matrice carbonatica | 1 | 1 | 105 | 8 | 97 | 0 | 15 | 194 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Epi-matrice | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cm | | | | | | | | | | | | | | |
| Cemento carbonatico di <i>poze-filling</i> | 72 | 143 | 59 | 56 | 3 | 0 | 112 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 43 | 14 |
| Cemento carbonatico tipo <i>patch-calcite</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cemento fillosilicatico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cemento di Ossidi di Ferro | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cemento siliceo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Quarzo autigeno | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K-feldspato autigeno | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Albite autigena | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calcite di sostituzione su granulo indeterminato | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Clay e clay grain coats</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Alterite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Granulo indeterminato | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| TOTALE | 447 | 560 | 550 | 436 | 457 | 352 | 519 | 581 | 333 | 326 | 338 | 283 | 427 | 383 |



Nogiano inferiore

Nel diagramma composizionale QmFLt (figura 4.9), la media dei campioni di sabbie ed arenarie della porzione inferiore della successione di Nogiano ricade nel campo delle arcose litarenitiche, con una composizione media pari a $Qm_{48\pm 2} F_{28\pm 4} Lt+C_{25\pm 4}$.

Lo scheletro detritico è costituito in prevalenza da grani silicoclastici ($NCE_{87\pm 4} CE_{10\pm 5} CI_{3\pm 2}$), ma sono presenti anche frammenti di carbonati extrabacinali (CE) e, in minima parte, anche bioclasti (CI).

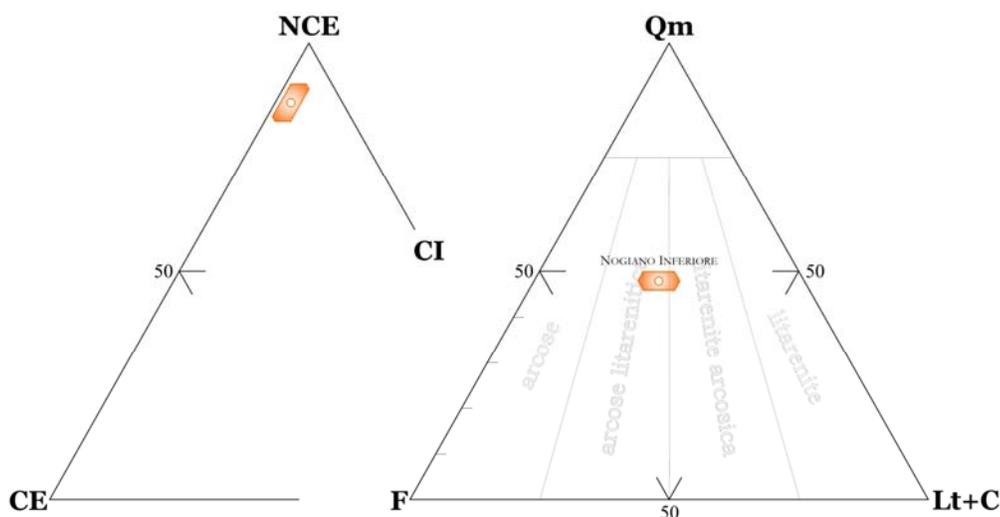


Figura 4.9 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C).

Tra i frammenti faneritici (litici a grana grossa), risultando più abbondanti i frammenti di rocce sedimentarie (Rs) rispetto ai frammenti di rocce metamorfiche (Rm; figura 4.10).

Tra i litici a grana fina (Lt) il maggiore contributo è dato da granuli sedimentari e, secondariamente, da metamorfiti prevalentemente di basso grado ($Lm_{35\pm 13} Lv_0 Ls+C_{65\pm 13}$).

Dei litici sedimentari (Ls) oltre la metà è rappresentata da frammenti carbonatici extrabacinali, essenzialmente granuli di calcite sparitica e micritica (Lsc), mentre il resto è costituito da siltiti e frammenti di selce (Lss; figura 4.10).

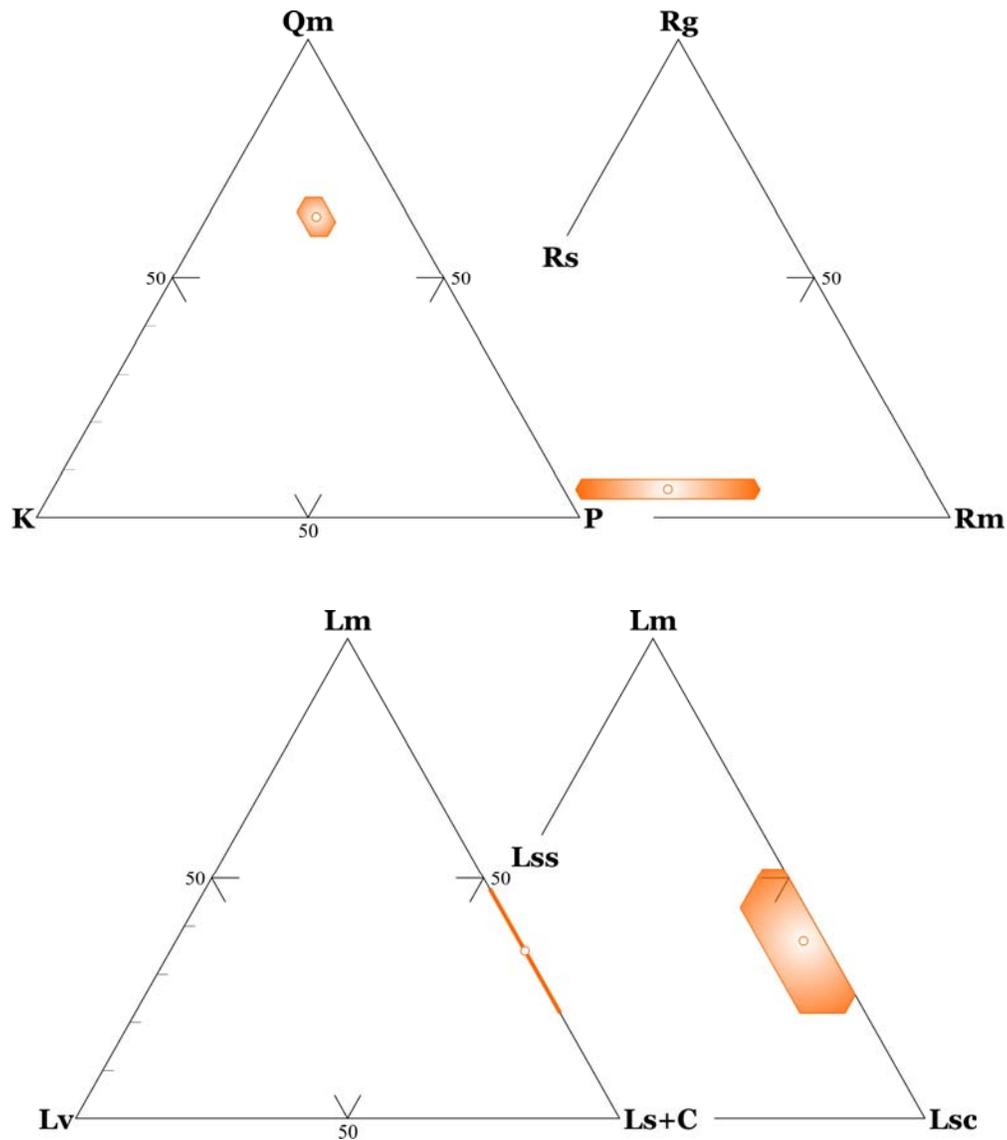
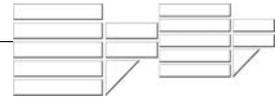
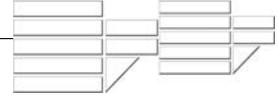


Figura 4.10 – Diagrammi triangolari composizionali. Qm = quarzo monocristallino, K = feldspato potassico, P = plagioclasio. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari. Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Lss = frammenti sedimentari non carbonatici, Lsc = frammenti sedimentari carbonatici.

Nogiano superiore

I campioni di calcareniti, che caratterizzano la porzione superiore di questa sezione, mostrano una media composizionale pari a $Qm_{26\pm6} F_{25\pm10} Lt+C_{49\pm16}$ e rientrano nel campo delle litareniti arcsosiche (figura 4.11).



I grani che costituiscono lo scheletro detritico sono di tipo silicoclastico, con un notevole contributo di tipo carbonatico, dato da particelle extrabacinali, ma soprattutto da resti di carbonati intrabacinali ($NCE_{51\pm 17}CE_{18\pm 12}CI_{31\pm 27}$).

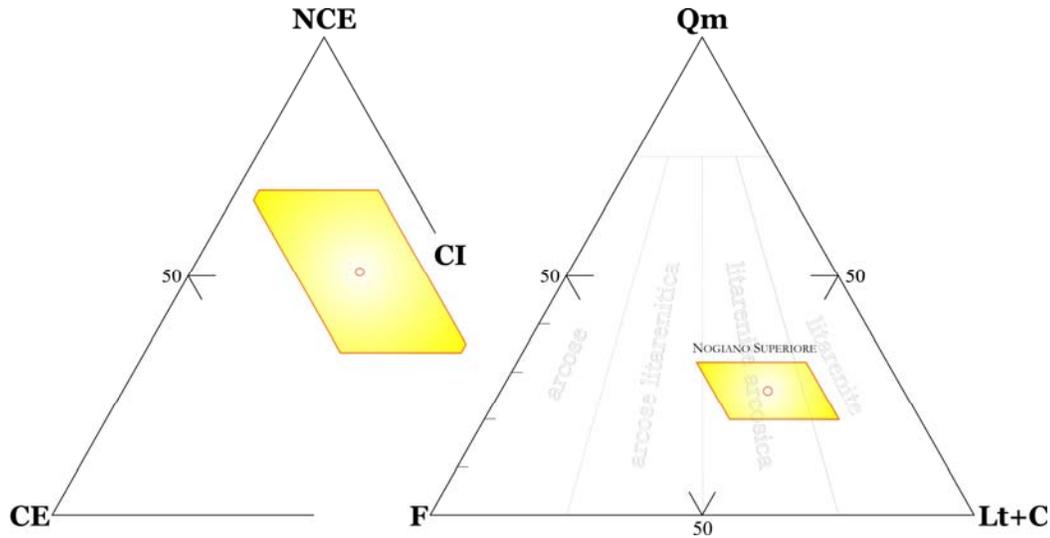


Figura 4.11 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C).

Tra i litici a grana grossa, il maggiore contributo è dato da frammenti di rocce metamorfiche e sedimentarie, mentre i frammenti di rocce plutoniche sono presenti solo in piccole percentuali ($Rg_{5\pm 2}Rs_{42\pm 13}Rm_{53\pm 14}$; figura 4.12).

I litici afanitici che caratterizzano le calcareniti di Nogiano sono costituiti da metamorfiti di basso e medio grado e da litici sedimentari, predominatamente di tipo carbonatico e, solo in minima parte, da siltiti e frammenti di selci (figura 4.12).

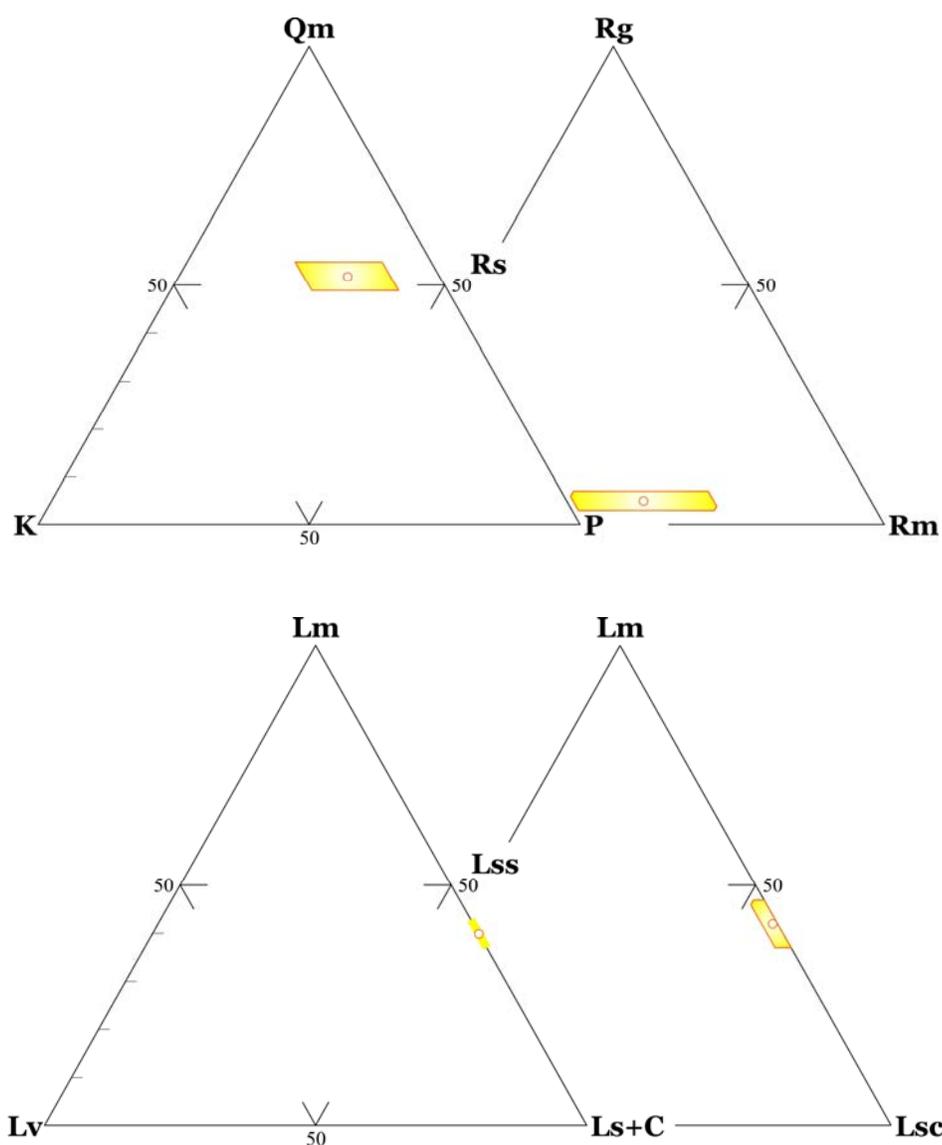
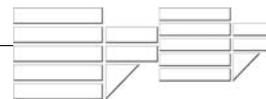
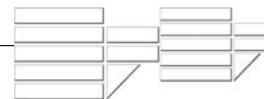


Figura 4.12 – Diagrammi triangolari composizionali. Qm = quarzo monocristallino, K = feldspato potassico, P = plagioclasio. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari. Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Lss = frammenti sedimentari non carbonatici, Lsc = frammenti sedimentari carbonatici.

Confrontando i dati ottenuti dall'analisi petrografica modale dei campioni appartenenti alla sezione di Nogiano (tabella 4.4), si può osservare una variazione composizionale nel passaggio verticale dalle sabbie arcose alle calcareniti litarenitiche (figura 4.13).

I campioni prelevati nella porzione superiore della sezione di Nogiano mostrano, infatti, un consistente incremento in frammenti litici sedimentari (frammenti di carbonati



extrabacinali) e metamorfici a differenza dei campioni arenitici della porzione inferiore, che, essendo caratterizzati da un maggiore contributo in quarzo, soprattutto monocristallino (Qm), denotano una maggiore maturità sia composizionale che tessiturale.

Tabella 4.4 – Medie composizionali dei campioni di Nogiano – San Fili

| ETA' | LOCALITA' | Qm | F | Lt+C | Qm | K | P | Lm | Lv | Ls+C | Lm | Lss | Lsc | Rg | Rs | Rm | NCE | CE | CI | P/F |
|------------------------|---------------|--------|---------|---------|--------|--------|---------|---------|----|---------|---------|-------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|------|
| | SAN FILI | 26 ± 5 | 38 ± 5 | 36 ± 9 | 40 ± 1 | 19 ± 4 | 40 ± 5 | 17 ± 7 | 0 | 83 ± 7 | 17 ± 7 | 3 | 80 ± 7 | 12 ± 7 | 43 ± 6 | 44 ± 1 | 31 ± 1 | 12 ± 7 | 57 ± 9 | 0,68 |
| PLIOCENE MEDIO-SUP. | NOGIANO alto | 26 ± 6 | 25 ± 10 | 49 ± 16 | 52 ± 3 | 17 ± 8 | 32 ± 11 | 40 ± 3 | 0 | 60 ± 3 | 40 ± 3 | 5 ± 4 | 55 ± 7 | 5 ± 2 | 42 ± 13 | 53 ± 14 | 51 ± 17 | 18 ± 12 | 31 ± 27 | 0,64 |
| | NOGIANO basso | 48 ± 2 | 28 ± 4 | 25 ± 4 | 63 ± 4 | 17 ± 3 | 20 ± 4 | 35 ± 13 | 0 | 65 ± 13 | 35 ± 13 | 9 ± 7 | 56 ± 15 | 6 ± 2 | 49 ± 17 | 45 ± 17 | 87 ± 4 | 10 ± 5 | 3 ± 2 | 0,55 |

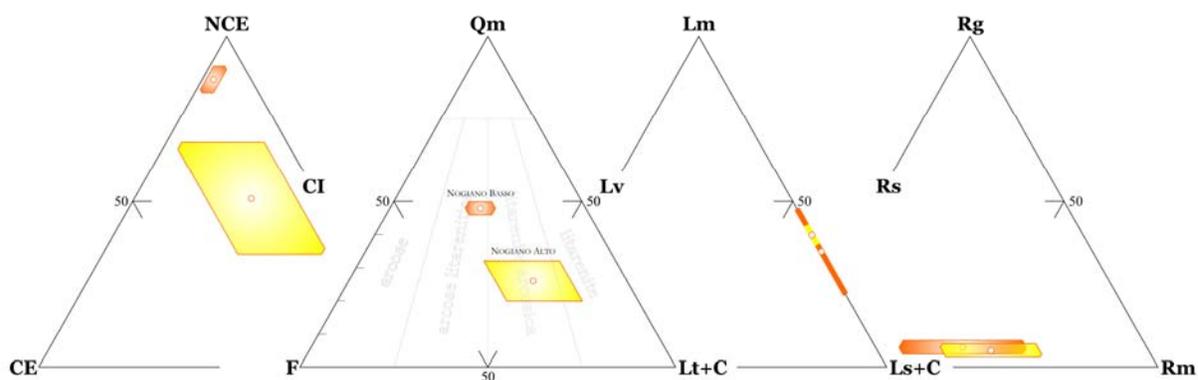
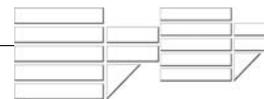


Figura 4.13 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari.

4.1.3 – SEZIONE DI MONGRASSANO – SAN MARCO ARGENTANO

Nell'area compresa tra San Marco Argentano e Mongrassano affiorano sabbie ed arenarie debolmente cementate di colore bruno-chiaro, a volte ben stratificate. Tre campioni MA14, MA15 e MA16 sono stati prelevati nei pressi dell'abitato di San Marco Argentano, mentre i campioni MO1-MO10 sono stati prelevati lungo un taglio stradale esposto lungo la provinciale che conduce al centro di Mongrassano. Le microfoto relative ai campioni esaminati sono riportate nella Tavola 3.



Nella figura 4.14 sono rappresentati i diagrammi triangolari relativi ai ricalcoli modalì delle due sezioni stratigrafiche campionate, mentre in tabella 4.5 sono indicate i ricalcoli modalì medi per le due sezioni.

Tabella 4.5 – Medie composizionali dei campioni di San Marco A. – Mongrassano

| LOCALITA' | Qm | F | Lt+C | Qm | K | P | Lm | Lv | Ls+C | Lm | Ls | Lsc | Rg | Rs | Rm | NCE | CE | CI | P/F |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|----|---------|---------|-------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|--------|------|
| MONGRASSANO | 57 ± 5 | 21 ± 4 | 23 ± 7 | 73 ± 4 | 6 ± 6 | 20 ± 6 | 17 ± 6 | 0 | 83 ± 6 | 17 ± 6 | 1 ± 1 | 83 ± 7 | 1 ± 2 | 70 ± 13 | 29 ± 12 | 82 ± 5 | 16 ± 6 | 3 ± 2 | 0,76 |
| SAN MARCO ARGENTANO | 24 ± 1 | 21 ± 4 | 55 ± 3 | 53 ± 5 | 19 ± 14 | 27 ± 8 | 29 ± 10 | 0 | 71 ± 10 | 29 ± 10 | 8 ± 5 | 64 ± 15 | 11 ± 1 | 55 ± 11 | 34 ± 10 | 59 ± 12 | 27 ± 3 | 14 ± 9 | 0,60 |

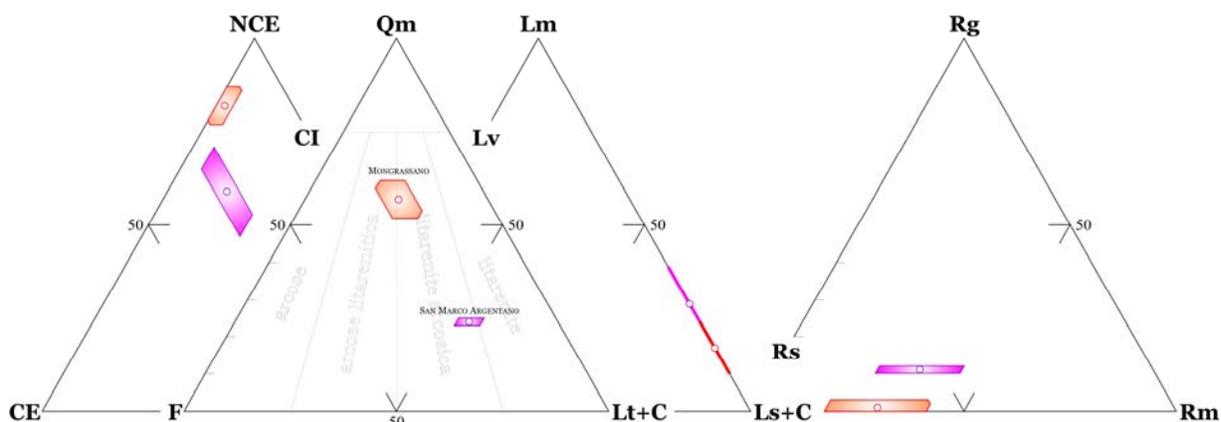
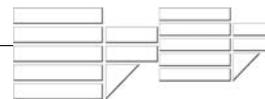


Figura 4.14 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari.

Sulla base dei dati ottenuti dall'analisi modale effettuata sui campioni prelevati nelle due aree, si può osservare come, benché la media di entrambi i set di campioni ricada nel campo delle litareniti arcosiche, in realtà essi mostrano un'ampia variabilità composizionale, evidenziata soprattutto dal contenuto in quarzo. I campioni di Mongrassano mostrano, infatti, un alto contenuto in quarzo, maggiore del 50% in volume rispetto agli altri costituenti dello scheletro detritico, denotando un'intensa maturità sia composizionale che tessiturale. I campioni di Mongrassano si differenziano inoltre per l'elevato contenuto in frammenti di



natura sedimentaria, essenzialmente grani calcitici, ma in realtà questi elevati valori percentuali sono legati semplicemente al rapporto tra i diversi contenuti volumetrici.

4.1.4 – SEZIONE MENDICINO – DESTRA CRATI

In totale sono stati prelevati undici campioni, dei quali tre lungo la provinciale che conduce da Serra Spiga a Mendicino, gli altri campioni sono stati prelevati tutti in destra del Crati, nei dintorni dei centri abitati di Luzzi, Rose e lungo il F. Arente.

Nella tabella 4.6 sono indicati i ricalcoli modali relativi a ciascun campione arenitico, mentre in figura 4.15 sono rappresentati i relativi diagrammi triangolari.

Tutti i campioni prelevati mostrano valori composizionali simili, ad eccezione di un unico campione, prelevato nei dintorni di Luzzi, che ricade nel campo delle arcose. Lo scheletro detritico è totalmente costituito da silicoclasti, in nessuno dei campioni osservati sono stati rinvenuti frammenti di natura carbonatica. Più in generale, i frammenti litici sedimentari, sia a grana grossa che a grana fina, sono poco rappresentati, ad eccezione di un unico campione di Luzzi. La natura dei frammenti litici è dominatamente metamorfica.

Tabella 4.6 – Ricalcolo modale dei poli dei diagrammi

| | LUZZI | | ROSE | | | ARENTE | | | MENDICINO | | |
|------|-------|------|------|------|------|--------|------|------|-----------|------|------|
| | L1 | L2 | R1 | R2 | R3 | A1 | A2 | A3 | MA2 | MA6 | MA8 |
| Qm | 42 | 47 | 42 | 43 | 44 | 47 | 45 | 51 | 45 | 51 | 53 |
| F | 52 | 36 | 36 | 33 | 25 | 28 | 30 | 31 | 33 | 27 | 26 |
| Lt+C | 6 | 17 | 22 | 24 | 32 | 25 | 25 | 18 | 21 | 22 | 21 |
| Qm | 44 | 57 | 54 | 56 | 64 | 63 | 60 | 62 | 58 | 65 | 67 |
| K | 11 | 14 | 5 | 18 | 11 | 8 | 13 | 11 | 11 | 18 | 6 |
| P | 44 | 29 | 40 | 26 | 24 | 29 | 26 | 27 | 32 | 17 | 27 |
| Lm | 86 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 98 | 100 | 95 |
| Lv | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ls+C | 14 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 5 |
| Rg | 20 | 9 | 14 | 16 | 3 | 6 | 7 | 16 | 6 | 11 | 16 |
| Rs | 18 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 4 |
| Rm | 62 | 91 | 86 | 81 | 97 | 94 | 93 | 84 | 94 | 89 | 81 |
| NCE | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| CE | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CI | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| P/F | 0,79 | 0,67 | 0,88 | 0,60 | 0,68 | 0,78 | 0,66 | 0,71 | 0,75 | 0,49 | 0,82 |

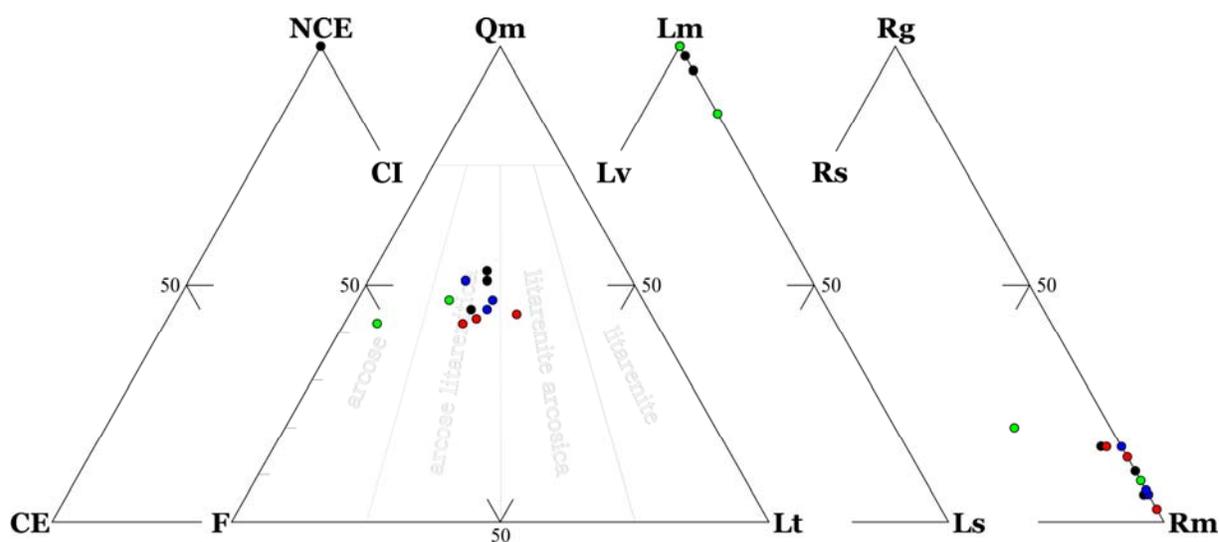
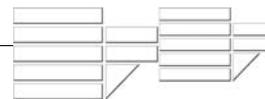


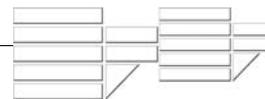
Figura 4.15 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari.

4.2 – PETROFACIES DELLE SUCCESSIONI PLEISTOCENICHE

Tutte le sezioni stratigrafiche di età pleistocenica campionate sono ubicate in sinistra del Fiume Crati. Si tratta di diversi sistemi deltizi sviluppatisi nell'area compresa tra i centri abitati di Sartano e di Regina. I campioni sono stati prelevati in corrispondenza di cinque diverse cave, lungo tagli artificiali in cui risultano esposti i rapporti geometrici tra i pacchi di strati, in modo da poter determinare la variazione composizionale in senso verticale.

Di seguito saranno descritte le mode detritiche evidenziate per ciascun sito campionato, in particolare, i dati ottenuti per tre di queste cave saranno esposti parallelamente, mentre i campioni della Cava di Ministalla e di Arciacono saranno trattati separatamente.

Nella Tabella 4.6 sono riportati i risultati dell'analisi modale dei campioni esaminati per le cave di Cozzo la Torre, Cozzo Carbonaro, Cozzo di Piro e Ministalla. I ricalcoli modali per ogni campione sono riportati in Tabella 4.7.

**Tabella 4.7** – Ricalcolo modale dei poli dei diagrammi

| | COZZO LA TORRE | | COZZO CARBONARO | | COZZO DI PIRO | | MINISTALLA | | | | | | | |
|-------------|----------------|------|-----------------|------|---------------|------|------------|------|------|---------|------|------|------|------|
| | CT-b | CT-a | CC-b | CC-a | CP-b | CP-a | ANTICO | | | RECENTE | | | | |
| | | | | | | | DF12 | DF10 | DF13 | DF11 | DF8 | DF3 | DF2 | DF6 |
| Qm | 32 | 29 | 40 | 32 | 33 | 21 | 33 | 28 | 23 | 36 | 27 | 33 | 43 | 40 |
| F | 45 | 35 | 37 | 35 | 44 | 45 | 46 | 35 | 35 | 30 | 27 | 42 | 35 | 44 |
| Lt+C | 23 | 37 | 24 | 33 | 23 | 33 | 21 | 37 | 42 | 34 | 46 | 25 | 22 | 16 |
| Qm | 41 | 45 | 52 | 48 | 43 | 32 | 42 | 44 | 39 | 55 | 50 | 45 | 55 | 48 |
| K | 32 | 17 | 20 | 21 | 22 | 27 | 22 | 15 | 29 | 15 | 22 | 16 | 13 | 22 |
| P | 26 | 37 | 28 | 31 | 35 | 41 | 36 | 41 | 32 | 30 | 28 | 40 | 32 | 31 |
| Lm | 21 | 35 | 52 | 32 | 62 | 27 | 24 | 29 | 11 | 34 | 23 | 28 | 41 | 83 |
| Lv | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ls+C | 79 | 65 | 48 | 68 | 38 | 73 | 76 | 71 | 89 | 66 | 77 | 72 | 59 | 17 |
| Lm | 21 | 35 | 52 | 32 | 62 | 27 | 24 | 29 | 11 | 34 | 23 | 28 | 41 | 83 |
| Lss | 0 | 4 | 6 | 5 | 7 | 2 | 0 | 1 | 0 | 2 | 3 | 5 | 8 | 17 |
| Lsc | 79 | 60 | 42 | 63 | 31 | 71 | 76 | 70 | 89 | 64 | 75 | 67 | 51 | 0 |
| Rg | 35 | 15 | 27 | 17 | 36 | 28 | 41 | 22 | 21 | 22 | 12 | 29 | 28 | 33 |
| Rs | 25 | 35 | 15 | 34 | 10 | 37 | 21 | 33 | 53 | 34 | 51 | 28 | 20 | 4 |
| Rm | 40 | 51 | 58 | 49 | 54 | 35 | 38 | 45 | 26 | 44 | 38 | 43 | 52 | 64 |
| NCE | 86 | 83 | 94 | 83 | 96 | 79 | 90 | 79 | 68 | 81 | 71 | 85 | 91 | 99 |
| CE | 14 | 17 | 6 | 17 | 4 | 21 | 10 | 21 | 32 | 19 | 29 | 13 | 9 | 0 |
| CI | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 |
| P/F | 0,45 | 0,68 | 0,59 | 0,60 | 0,61 | 0,60 | 0,62 | 0,73 | 0,53 | 0,67 | 0,56 | 0,72 | 0,71 | 0,59 |

4.2.1 – CAVA DI COZZO LA TORRE – COZZO CARBONARO – COZZO DI PIRO

Per ciascun taglio sono stati prelevati due campioni di sabbia, rispettivamente lungo la porzione basale ed apicale. I campioni sono indicati con le sigle CT-a e CT-b (Cozzo la Torre apicale e basale), CC-a e CC-b (Cozzo Carbonaro) e CP-a e CP-b (Cozzo di Piro). Nella figura 4.16 sono raffigurati i diagrammi triangolari relati all'analisi modale effettuata sui campioni delle tre cave esaminate.

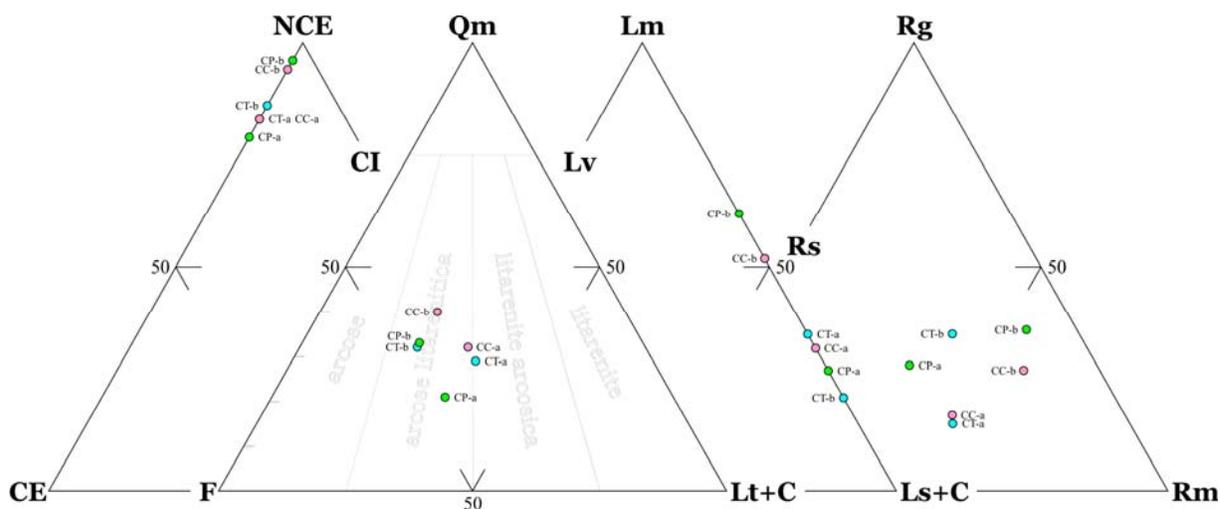
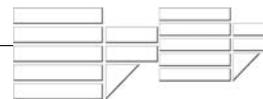
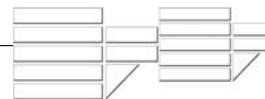


Figura 4.16 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari.

Sulla base dei dati ottenuti dall'analisi modale, si può osservare come tutti i campioni prelevati nelle tre cave esaminate ricadano nel campo delle arcose litarenitiche di un diagramma composizionale QmFLt+C. Lo scheletro detritico risulta essere costituito principalmente da silicoclasti, ma in tutte le sezioni sottili analizzate sono ricorrenti frammenti di natura carbonatica (calcite e dolomite), che possono raggiungere valori percentuali considerevoli, soprattutto nei campioni prelevati nella porzione apicale dei sistemi deltizi esaminati. Nel passaggio verticale dai depositi basali a quelli apicali, nei tre sistemi deltizi di Cozzo la Torre, Cozzo Carbonaro e Cozzo di Piro si assiste ad un progressivo decremento nell'abbondanza relativa di quarzo, a vantaggio di un progressivo incremento relativo in litici (Lt+C).

Il quarzo, presente nei campioni con percentuali che variano tra il 29 e il 40%, si presenta dominatamente nella sua forma monocristallina (Qm), come cristallo singolo e spesso come individuo a grana grossa all'interno di frammenti di rocce principalmente metamorfiche e plutoniche, a volte sedimentarie. E' presente, inoltre, come aggregato policristallino (Qp) a grana fina con *fabric* tettonitico e senza *fabric* tettonitico.



Sebbene anche i feldspati (F), come il quarzo, mostrino una tendenza negativa nel passaggio verticale verso i campioni apicali, tuttavia rappresentano un costituente fondamentale nei campioni esaminati, con valori percentuali compresi tra 35-45%. Sono ricorrenti come cristalli singoli, ma abbondano anche come frammenti di roccia soprattutto di natura metamorfica. Il plagioclasio è la fase mineralogica relativamente più abbondante, rispetto al feldspato potassico, con un rapporto P/F che oscilla tra 0,45-0,68.

Tra i frammenti di roccia a grana grossa, quella di natura plutonica mostrano un forte decremento in tutti i campioni, a differenza dei frammenti di natura sedimentaria, che mostrano invece un *trend* positivo.

L'incremento del detrito di natura sedimentaria è evidenziato anche dai valori osservati tra i frammenti a grana fina. In due delle cave studiate, i litici sedimentari, in particolare quelli di natura carbonatica (calcite e dolomite), mostrano un *trend* di arricchimento, solo nei campioni prelevati nella cava di Cozzo la Torre si assiste ad un *trend* inverso.

In tutti i campioni, tuttavia, è possibile osservare un incremento negli apporti sedimentari di natura carbonatica.

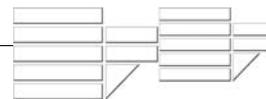
4.2.2 – CAVA DI MINISTALLA

I depositi sedimentari, osservati presso la cava situata in località Ministalla, costituiscono nell'insieme due distinti sistemi deltizi sovrapposti, su cui poggia, mediante troncatura erosiva, un'alternanza di strati sabbioso-limosi, con giacitura suborizzontale.

Nella tabella x sono riportati i valori ottenuti dall'analisi modale effettuata sui campioni prelevati in corrispondenza dei due sistemi deltizi e del pacco di strati orizzontale che tronca il sistema superiore.

Sistema deltizio antico

Nel sistema deltizio più antico, sono stati prelevati tre campioni, dei quali due in corrispondenza di diverse unità di *foreset* ed uno in corrispondenza di una unità di *topset*. In particolare, il campione di *topset* si trova in posizione geometricamente intermedia tra i due campioni di *foreset*.



Tenendo conto della collocazione spaziale dei tre campioni è stato possibile osservare come il passaggio verticale, dal basso verso l'alto, sia caratterizzato da variazioni composizionali, contrassegnate da *trend* relativi di arricchimento in materiali di natura sedimentaria (figura 4.17).

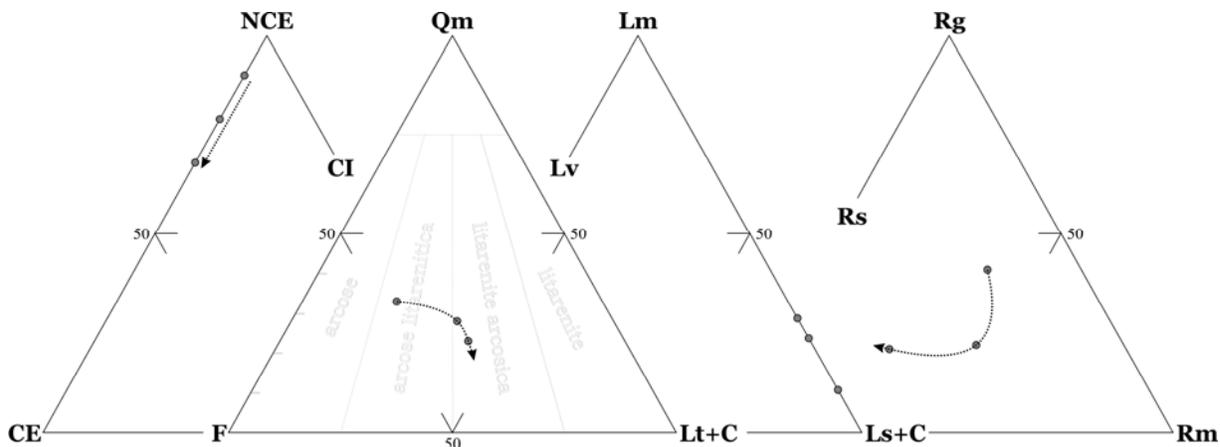
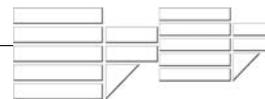


Figura 4.17 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari.

Il materiale sedimentario è costituito quasi interamente da detrito carbonatico (calcite e dolomite), in minima parte da silicoclasti. Il *trend* di arricchimento in carbonati extrabacinali (CE) è ben evidenziato nel diagramma NCE CE CI, dove si passa da valori percentuali pari al 10%, per il campione geometricamente più basso, a valori superiori al 30% per il campione prelevato in posizione geometricamente superiore.

L'aumento volumetrico in detrito sedimentario è evidenziato anche nel diagramma composizionale Qm F Lt, in cui è possibile osservare il progressivo incremento in frammenti litici totali, a scapito di una diminuzione relativa del quarzo e il passaggio composizionale dei campioni da arcose litarenitiche a litarenite arcocose.



Il quarzo resta, comunque, una delle fasi mineralogiche più abbondanti, sia nella sua forma monocristallina, che policristallina con *fabric* tettonitico. Ricorre spesso, anche in frammenti di roccia prevalentemente di natura metamorfica.

I feldspati mostrano, in tutti i campioni del sistema deltizio inferiore, valori percentuali relativamente costanti. Le uniche variazioni sono rappresentate dal rapporto percentuale tra il feldspato potassico e il plagioclasio, in particolare nel campione intermedio (livello di *topset*) in cui il rapporto P/F = 0,73.

Il campione DF10 (livello di *topset*) è caratterizzato oltre che da un maggiore contenuto in plagioclasio, anche da un più elevato contenuto in frammenti metamorfici, soprattutto di basso-medio grado. Questa abbondanza relativa è evidente nel diagramma triangolare Rg Rs Rm, in cui ben più manifesto è il *trend* di arricchimento in frammenti di natura sedimentaria.

Il *trend* di arricchimento in frammenti di sedimentari non è così evidente nel diagramma Lm Lv Ls+C, questo è legato all'abbondanza relativa in frammenti metamorfici (Lm), a scapito dei frammenti sedimentari (Ls).

Questo più elevato contenuto in clasti metamorfici del campione DF10 potrebbe essere dovuto, più che ad una variazione negli apporti sedimentari, alla forma dei frammenti metamorfici, che, in virtù delle loro caratteristiche strutturali, assumono forme preferenzialmente appiattite durante le fasi di trasporto o di rielaborazione. A causa di queste forme schiacciate, i frammenti tendono a sostare più a lungo in corrispondenza dei livelli di *topset*, piuttosto che a rotolare lungo i *foreset*.

Sistema deltizio recente

Nel sistema deltizio più recente, sono stati prelevati in totale sei campioni, dei quali cinque in corrispondenza di diverse unità di *foreset* ed uno (campione DF6) in corrispondenza di un'alternanza di strati sabbioso-limosi che troncano i livelli di *foreset* di questo sistema deltizio.

Sebbene i campioni sia stati prelevati lungo i vari livelli di *foreset* in senso verticale, essi mostrano delle variazioni composizionali discontinue, tuttavia così come nel caso del sistema deltizio ad esso sottostante, sono stati individuati dei *trend* di arricchimento evidenziati in figura 4.18.

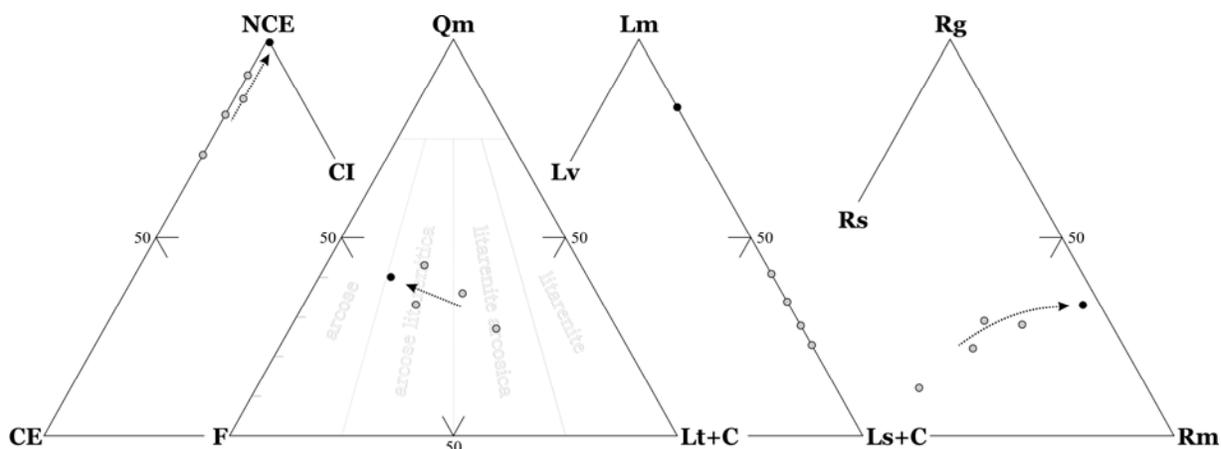
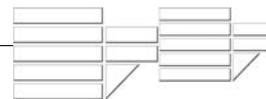
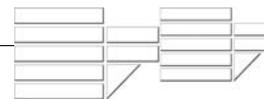


Figura 4. 18 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari.

Assumendo come riferimento il campione DF6, è possibile evidenziare come i campioni di sabbie del sistema deltizio geometricamente superiore della cava di Ministalla mostrino un *trend* composizionale del tutto opposto a quello osservato per i campioni del sistema sottostante.

Tendenzialmente i campioni mostrano un forte decremento nel contributo sedimentario di natura carbonatica. Si passa da valori percentuali prossimi al 30% fino al 9%. Nel campione DF6 il contributo in clasti carbonatici è addirittura nullo. Lo scheletro detritico è, quindi, costituito dominatamente da grani silicoclastici, di cui quarzo e feldspati restano le fasi dominanti. Nel diagramma composizionale Qm F Lt+C si può osservare come i campioni passino da litareniti arcosiche ad arcose litarenitiche, e come la composizione del Campione DF6 sia quasi prossima al campo delle arcose.

Questo relativo aumento in quarzo e feldspati è da imputare alla progressiva diminuzione degli apporti litici, in modo particolare carbonatici. Sebbene, infatti, i frammenti di origine sedimentaria siano volumetricamente più abbondanti nei campioni studiati, è



possibile individuare un *trend* di arricchimento relativo dei frammenti metamorfici, legato alla diminuzione del volume di carbonati (CE).

4.2.3 – CAVA DI ARCIACONO

I dati relativi all'analisi modale, effettuata sui campioni prelevati nella cava di Arciacono, sono illustrati separatamente da quelli riguardanti le altre cave. Per i campioni di Arciacono, infatti, è stato possibile, data la particolare esposizione dei tagli artificiali, collezionare due distinte popolazioni di campioni, delle quali una in corrispondenza delle unità di *foreset*, l'altra in corrispondenza delle unità di *topset*.

I risultati ottenuti dall'analisi modale per ogni campione di Arciacono sono riportati in Tabella 4.9, mentre in tabella 4.8 sono riportati i ricalcoli modalali relativi ai suddetti campioni.

Tabella 4.8 – Ricalcolo modale dei poli dei diagrammi

| | CAVA DI ARCIACONO | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|------|------|------|
| | FORESET | | | | | | | | | | | | | | TOPSET | | | |
| | T1 | T2 | T3 | T4 | T5 | T6 | T7 | T8 | T9 | T10 | T11 | T12 | T13 | T14 | T15 | T16 | T17 | T18 |
| Qm | 40 | 43 | 46 | 42 | 42 | 43 | 37 | 41 | 46 | 45 | 44 | 40 | 39 | 33 | 37 | 35 | 34 | 35 |
| F | 51 | 48 | 44 | 48 | 49 | 45 | 49 | 48 | 45 | 47 | 50 | 47 | 48 | 47 | 44 | 38 | 32 | 35 |
| Lt+C | 9 | 10 | 10 | 11 | 9 | 12 | 15 | 11 | 8 | 7 | 6 | 13 | 13 | 20 | 19 | 27 | 34 | 30 |
| Qm | 44 | 47 | 51 | 46 | 46 | 49 | 43 | 46 | 51 | 49 | 47 | 46 | 45 | 42 | 46 | 48 | 51 | 50 |
| K | 15 | 16 | 16 | 20 | 17 | 26 | 16 | 16 | 22 | 20 | 18 | 19 | 17 | 17 | 28 | 22 | 17 | 20 |
| P | 40 | 37 | 33 | 33 | 37 | 26 | 41 | 38 | 27 | 31 | 35 | 36 | 38 | 42 | 27 | 29 | 32 | 31 |
| Lm | 95 | 68 | 42 | 64 | 19 | 42 | 30 | 33 | 78 | 59 | 36 | 19 | 12 | 6 | 28 | 26 | 25 | 26 |
| Lv | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ls+C | 5 | 32 | 58 | 36 | 81 | 58 | 70 | 67 | 22 | 41 | 64 | 81 | 88 | 94 | 72 | 74 | 75 | 74 |
| Lm | 95 | 68 | 42 | 64 | 19 | 42 | 30 | 33 | 78 | 59 | 36 | 19 | 12 | 6 | 28 | 26 | 25 | 26 |
| Lss | 5 | 3 | 0 | 2 | 25 | 0 | 4 | 10 | 22 | 34 | 50 | 11 | 14 | 4 | 13 | 6 | 2 | 4 |
| Lsc | 0 | 29 | 58 | 33 | 56 | 58 | 66 | 57 | 0 | 6 | 14 | 70 | 74 | 90 | 59 | 68 | 72 | 71 |
| Rg | 31 | 30 | 27 | 30 | 22 | 30 | 27 | 26 | 22 | 22 | 23 | 23 | 23 | 19 | 12 | 8 | 10 | |
| Rs | 1 | 10 | 25 | 11 | 29 | 25 | 31 | 27 | 10 | 13 | 15 | 40 | 41 | 57 | 45 | 55 | 60 | 58 |
| Rm | 68 | 60 | 48 | 58 | 48 | 46 | 42 | 47 | 68 | 65 | 63 | 38 | 37 | 20 | 36 | 34 | 32 | 33 |
| NCE | 100 | 98 | 94 | 97 | 95 | 94 | 91 | 94 | 100 | 100 | 99 | 91 | 91 | 83 | 90 | 83 | 77 | 80 |
| CE | 0 | 2 | 5 | 2 | 5 | 5 | 8 | 6 | 0 | 0 | 1 | 8 | 8 | 16 | 10 | 16 | 22 | 19 |
| CI | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| P/F | 0,73 | 0,70 | 0,67 | 0,62 | 0,68 | 0,50 | 0,72 | 0,70 | 0,55 | 0,61 | 0,67 | 0,66 | 0,69 | 0,72 | 0,49 | 0,57 | 0,65 | 0,61 |

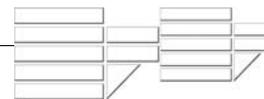
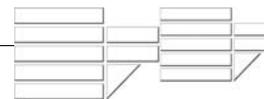


Tabella 4.9 – Composizione detritica principale dei campioni di Arciacono

| | FORESET | | | | | | | | | | | | | | TOPSET | | | |
|---|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----|-----|-----|--------|-----|-----|-----|
| | T1 | T2 | T3 | T4 | T5 | T6 | T7 | T8 | T9 | T10 | T11 | T12 | T13 | T14 | T15 | T16 | T17 | T18 |
| NCE Q | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Quarzo (cristallo singolo) | 71 | 75 | 78 | 88 | 81 | 104 | 65 | 73 | 116 | 100 | 83 | 79 | 71 | 58 | 70 | 75 | 80 | 78 |
| Quarzo policristallino con <i>fabrics</i> tettonico | 5 | 3 | 1 | 5 | 4 | 4 | 3 | 2 | 5 | 3 | 1 | 2 | 1 | 0 | 3 | 4 | 5 | 5 |
| Quarzo policristallino senza <i>fabrics</i> tettonico | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 2 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Quarzo in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Quarzo in fr. metamorfica | 21 | 16 | 11 | 15 | 15 | 8 | 17 | 18 | 12 | 20 | 28 | 17 | 21 | 13 | 7 | 6 | 5 | 6 |
| Quarzo in fr. plutonica | 3 | 2 | 0 | 2 | 2 | 0 | 5 | 3 | 3 | 2 | 1 | 4 | 4 | 6 | 1 | 2 | 3 | 3 |
| Quarzo in fr. plutonica o gneissica | 9 | 6 | 2 | 7 | 6 | 4 | 6 | 4 | 0 | 2 | 3 | 2 | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Quarzo in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 2 | 1 | 0 | 2 | 2 | 3 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Calcite di sostituzione su quarzo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| K-feldspato (cristallo singolo) | 30 | 28 | 25 | 42 | 35 | 53 | 30 | 31 | 49 | 45 | 40 | 37 | 35 | 29 | 46 | 37 | 28 | 33 |
| K-feldspato in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K-feldspato in fr. metamorfica | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 4 | 3 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| K-feldspato in fr. plutonica | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 4 | 2 | 0 | 2 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K-feldspato in fr. plutonica o gneissica | 5 | 4 | 3 | 6 | 5 | 7 | 3 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 4 | 3 | 1 | 2 |
| K-feldspato in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| Calcite di sostituzione su K-feldspato | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| P | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Plagioclasio (cristallo singolo) | 82 | 67 | 52 | 68 | 67 | 53 | 79 | 72 | 64 | 72 | 80 | 74 | 78 | 75 | 44 | 50 | 55 | 52 |
| Plagioclasio in fr. vulcanica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Plagioclasio in fr. metamorfica | 6 | 3 | 0 | 4 | 4 | 2 | 4 | 2 | 3 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 |
| Plagioclasio in fr. plutonica | 4 | 2 | 0 | 2 | 2 | 0 | 4 | 2 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Plagioclasio in fr. plutonica o gneissica | 3 | 5 | 6 | 5 | 5 | 7 | 3 | 4 | 3 | 4 | 4 | 3 | 4 | 3 | 3 | 2 | 1 | 2 |
| Plagioclasio in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calcite di sostituzione su Plagioclasio | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| M | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mica e clorite (cristallo singolo) | 19 | 18 | 16 | 28 | 23 | 37 | 23 | 20 | 18 | 19 | 20 | 23 | 23 | 26 | 14 | 11 | 8 | 10 |
| Mica e clorite in fr. metamorfica | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Mica e clorite in fr. plutonica | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mica e clorite in fr. plutonica o gneissica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mica e clorite in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| L | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Litico vulcanico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Litico metavulcanico | 1 | 1 | 0 | 2 | 1 | 2 | 1 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Metabasite | 3 | 2 | 1 | 3 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 3 | 6 | 5 |
| Serpentinite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Anfibolite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Slate | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fillade | 10 | 7 | 4 | 9 | 8 | 7 | 5 | 4 | 8 | 5 | 2 | 3 | 1 | 0 | 11 | 14 | 16 | 15 |
| Scisto a grana fine | 3 | 2 | 0 | 2 | 2 | 0 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Gneiss a grana fine | 1 | 2 | 3 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Selce impura | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 2 | 2 |
| Siltite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 2 | 4 | 6 | 3 | 4 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 |
| Shale | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| D | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Minerale denso (cristallo singolo) | 1 | 1 | 1 | 4 | 2 | 6 | 1 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale denso in fr. metamorfica | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale denso in fr. plutonica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale denso in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale opaco | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 4 | 2 | 1 | 2 | 2 | 1 | 3 | 3 | 4 | 2 | 1 | 0 | 1 |
| Minerale opaco in fr. metamorfica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale opaco in fr. plutonica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale opaco in fr. sedimentaria | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Minerale femico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CE | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Dolomia | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calcere micritico | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 0 | 1 | 1 | 2 | 3 | 4 | 0 | 3 | 6 | 5 |
| Calcere sparitico | 0 | 4 | 8 | 5 | 5 | 10 | 21 | 13 | 0 | 1 | 1 | 21 | 22 | 42 | 21 | 33 | 45 | 39 |
| Calcere microspartitico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 2 |
| Calcere biospartitico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calcere biomicroitico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Marmo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fossile | 0 | 1 | 2 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 4 | 5 | 4 |
| Fossile in <i>limestone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 5 | 4 |
| <i>Grainstone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Packstone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Wackestone</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calsilite | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cemento carbonatico in sandstone | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Singolo spato di calcite o dolomite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CI | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Bioclasto | 0 | 1 | 1 | 2 | 1 | 3 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 3 | 0 | 2 | 4 | 3 |
| Intraclasto | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| NCI | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Glauconite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Oxid-Fe | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mx | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Matrice silicoclastica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Matrice carbonatica | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Epi-matrice | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cm | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cemento carbonatico di <i>poor-filling</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cemento carbonatico tipo <i>patchy-calcite</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cemento fillosilicatico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cemento di Ossidi di Ferro | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cemento siliceo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Quarzo autigeno | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| K-feldspato autigeno | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Albite autigena | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calcite di sostituzione su granulo indeterminato | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Clay</i> e <i>clay grain coats</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Alterite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Granulo indeterminato | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| TOTALE | 283 | 250 | 217 | 303 | 277 | 323 | 285 | 268 | 311 | 297 | 283 | | | | | | | |

**Tabella 4.10** – Medie composizionali dei campioni di Arciacono

| ARCIACONO | Qm | F | Lt+C | Qm | K | P | Lm | Lv | Ls+C | Lm | Lss | Lsc | Rg | Rs | Rm | NCE | CE | CI | P/F |
|-----------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|---------|----|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|-------|------|
| TOPSET | 36 ± 2 | 38 ± 8 | 26 ± 10 | 48 ± 4 | 22 ± 7 | 29 ± 4 | 27 ± 2 | 0 | 73 ± 2 | 27 ± 2 | 8 ± 7 | 66 ± 10 | 13 ± 8 | 53 ± 10 | 34 ± 3 | 84 ± 10 | 16 ± 9 | 1 ± 1 | 0,57 |
| FORESET | 42 ± 5 | 47 ± 3 | 11 ± 5 | 47 ± 4 | 19 ± 4 | 34 ± 7 | 50 ± 32 | 0 | 50 ± 32 | 50 ± 32 | 14 ± 20 | 37 ± 37 | 26 ± 4 | 22 ± 19 | 52 ± 18 | 95 ± 7 | 4 ± 6 | 0 | 0,64 |

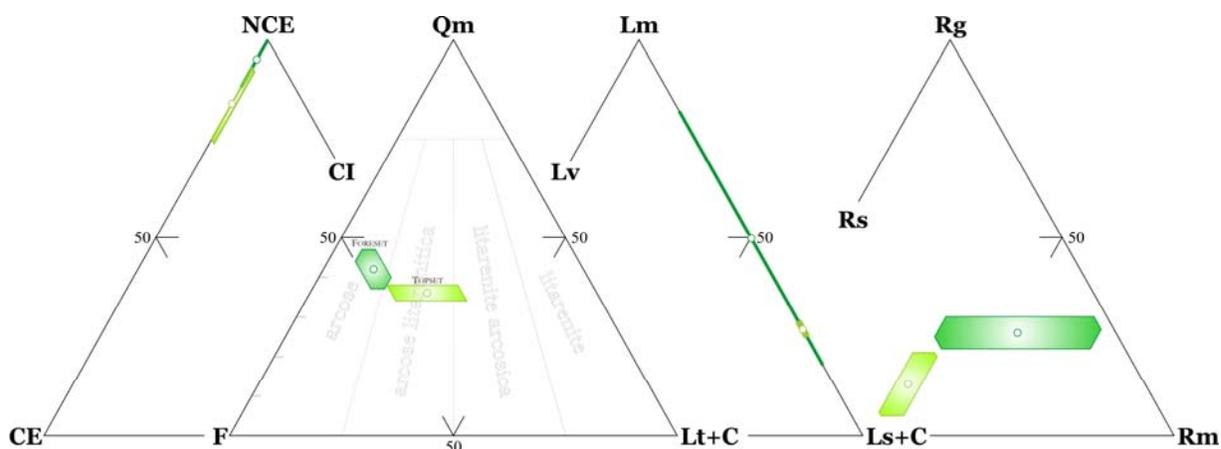
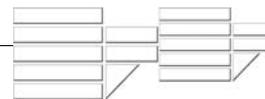


Figura 4.19 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C). Lm = frammenti litici metamorfici, Lv = frammenti litici vulcanici, Ls = frammenti litici sedimentari. Rg = frammenti plutonici, Rs = frammenti metamorfici, Rs = frammenti sedimentari.

In totale sono stati esaminati quattordici campioni di *foreset* e quattro di *topset* per il sistema deltizio di località Arciacono. Sulla base delle osservazioni effettuate è stato possibile riscontrare delle differenze composizionali importanti tra le due famiglie di campioni.

Le sabbie campionate in corrispondenza dei livelli di *foreset* ricadono quasi interamente nel campo delle arcose nel diagramma composizionale Qm F Lt+C, a differenza dei campioni corrispondenti ai livelli di *topset*, che invece si distribuiscono nel campo delle arcose litarenitiche. La media delle mode composizionali è rispettivamente $Qm_{42\pm 5} F_{47\pm 3} Lt+C_{11\pm 5}$ per i *foreset* e $Qm_{36\pm 2} F_{38\pm 8} Lt+C_{26\pm 10}$ per i *topset*.

L'arricchimento in litici nei livelli di *topset* è dovuto, in modo particolare ad un incremento quasi del 10% in volume negli apporti non silicatici (CE). La media composizionale in frammenti di natura dominatamente carbonatica (calcite e dolomite) passa, infatti, dal 4% in volume nei livelli di *foreset* al 16% dei livelli di *topset*.



Il quarzo e i feldspati costituiscono comunque i costituenti fondamentali dello scheletro detritico in tutte le sezioni sottili esaminate, ricorrendo sia come cristalli singoli, che all'interno di frammenti di roccia, prevalentemente di natura metamorfica e plutonica, in minima parte sedimentaria.

Lo scheletro arenitico è caratterizzato anche dalla presenza di diverse tipologie di grani litici, sia di natura metamorfica che sedimentaria. Particolarmente ricorrenti sono i frammenti di filladi e scisti e l'apparente riduzione volumetrica dei frammenti di natura metamorfica, evidenziata nei diagrammi LmLvLs e RgRsRm, è semplicemente dovuta all'effettivo incremento in frammenti carbonatici che spostano le medie composizionali verso i vertici sedimentari.

CONGLOMERATO CARBONATICO

Nei dintorni di Cozzo Sprovvieri, in Catena Costiera, a nord di Monte Cocuzzo, è stato prelevato un campione conglomeratico clasto-sostenuto. Ciò che rende particolare questo conglomerato è la natura dei clasti, molti, infatti sono frammenti ben arrotondati di dolomie.

Dal conglomerato è stata ricavata una sezione sottile su cui è stata effettuata un'analisi modale, in modo da caratterizzare la composizione della matrice sabbiosa.

La media composizionale è data da $Q_{m39} F_{41} Lt+C_{20}$, il campione ricade nel campo delle arcose litarenitiche. Lo scheletro detritico è caratterizzato essenzialmente da quarzo e feldspati, da minerali densi e da grani carbonatici.

In figura 4.20 sono rappresentati i diagrammi triangolari relativi alla matrice sabbiosa del conglomerato a clasti carbonatici.

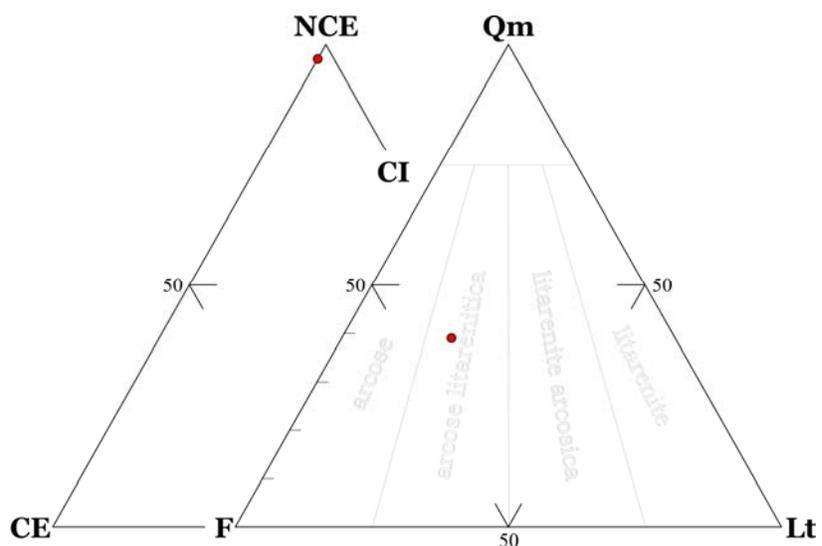
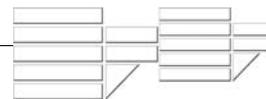


Figura 4.20 – Diagrammi triangolari composizionali. NCE = grani non carbonatici extrabacinali, CE = grani carbonatici extrabacinali, CI = grani carbonatici intrabacinali. Qm = quarzo monocristallino, F = feldspati totali (K-feldspato + plagioclasio), Lt+C = frammenti litici totali (Lm+Lv+Ls) + carbonati extrabacinali (C).

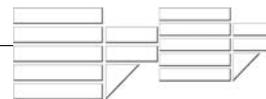
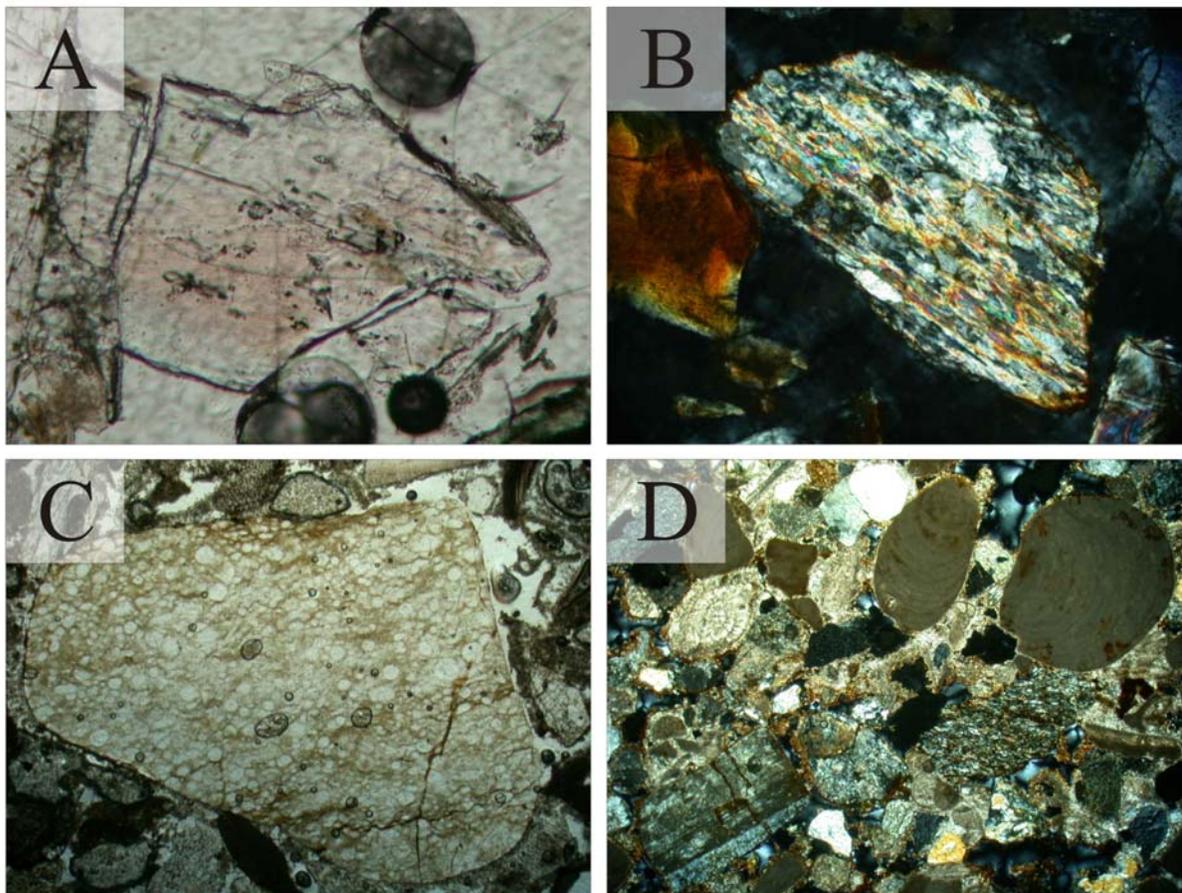


TAVOLA 1 – SEZIONI SOTTILI RELATIVE AI CAMPIONI DI VACCARIZZO – MONTALTO



- (A) Cristallo di andalusite magmatica al solo polarizzatore (campione del Miocene)
- (B) Frammento di fillade (Lm; campione di Vaccarizzo)
- (C) Frammento di selce a radiolari al solo polarizzatore (Ls; campione di Montalto)
- (D) Panoramica dello scheletro arenitico (campione di Montalto)

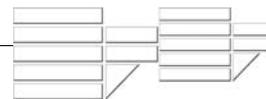
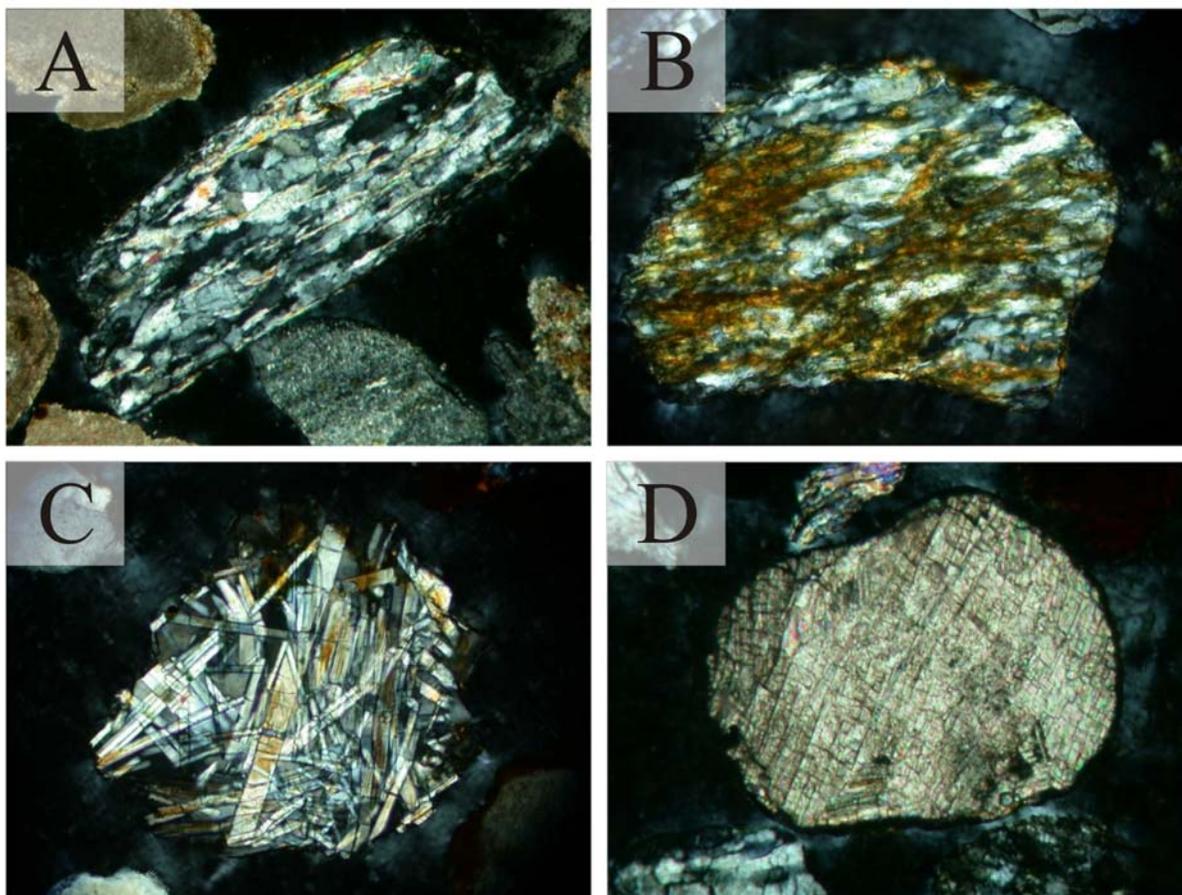


TAVOLA 2 – SEZIONI SOTTILI RALATIVE AI CAMPIONI DI NOGIANO – SAN FILI



- (A) Frammento di fillade (Lm; campione di Nogiano)
- (B) Frammento di scisto (Lm; campione di Nogiano)
- (C) Frammento di gneiss a sillimanite (Lm; campione di Nogiano)
- (D) Frammento di calcite sparitica (CE; campione di Nogiano)

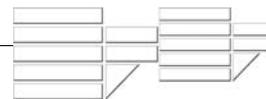
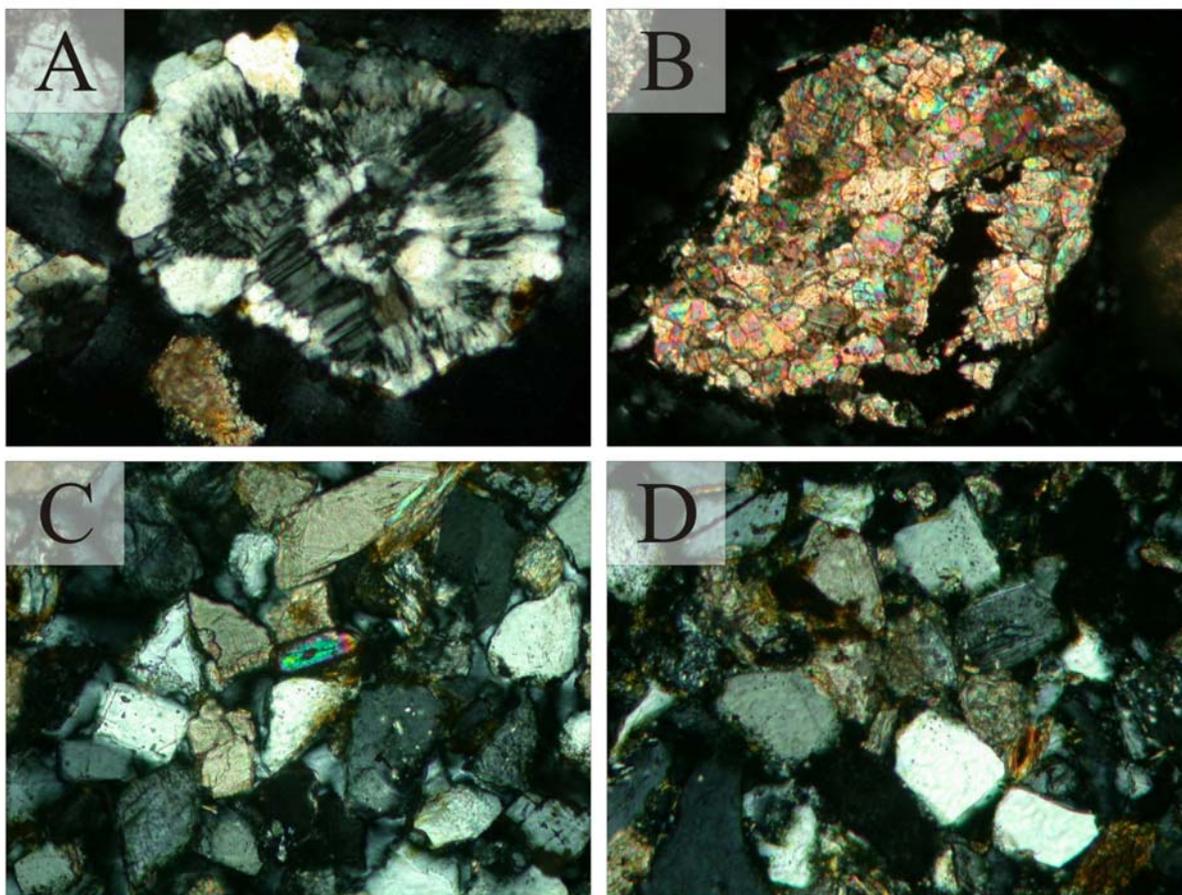


TAVOLA 3 – SEZIONI SOTTILI RALATIVE AI CAMPIONI DI SAN MARCO A. – MONGRASSANO



- (A) Frammento di calcedonio (Ls; campione di San Marco Argentano)
- (B) Frammento di marmo (Lm; campione di San Marco Argentano)
- (C) Panoramica dello scheletro arenitico (campione di Mongrassano)
- (D) Panoramica dello scheletro arenitico (campione di Mongrassano)

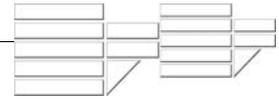
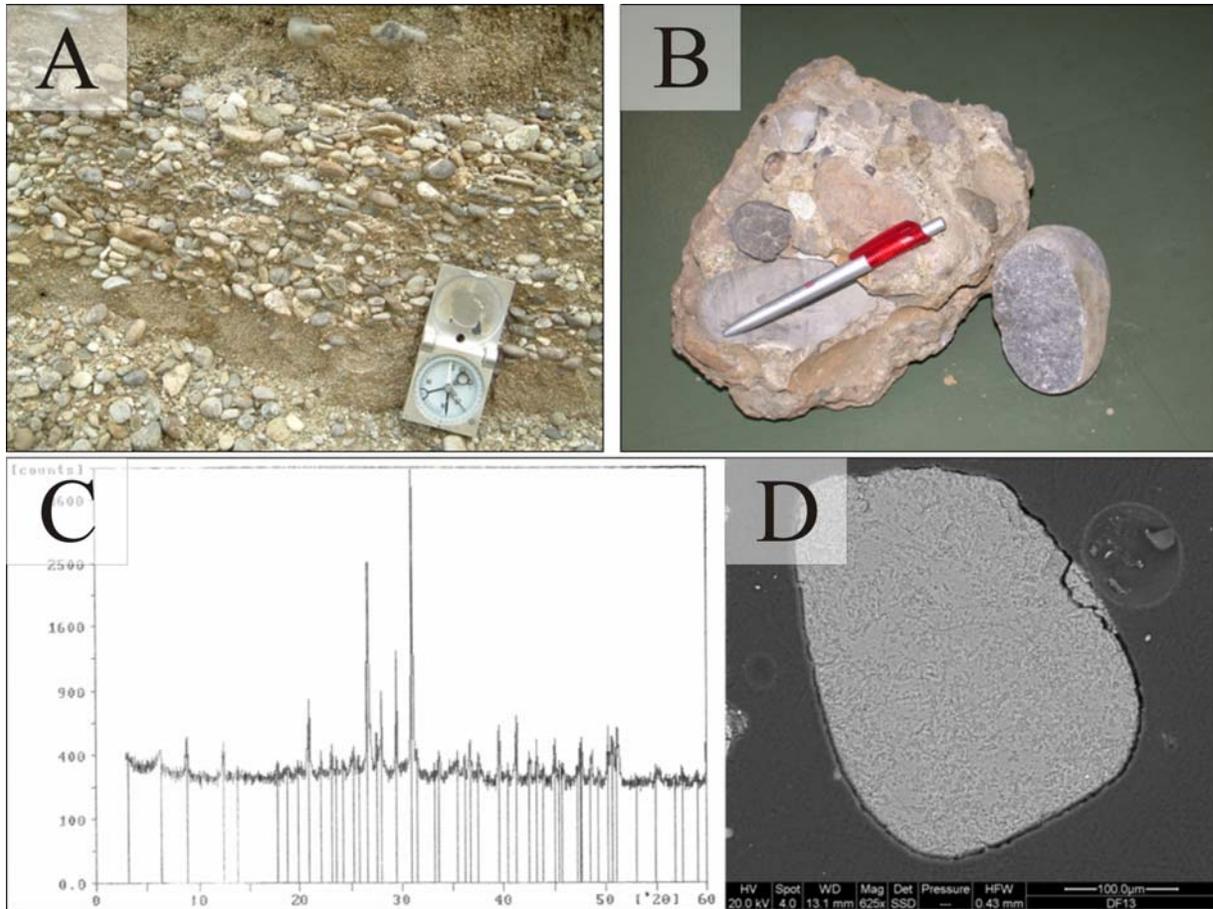


TAVOLA 4 –



- (A) Panoramica di clasti dolomitici (fan-delta di Ministalla)
- (B) Conglomerato a clasti dolomitici (Cozzo Sprovieri)
- (C) Diffrattogramma (campione di Ministalla)
- (D) Frammento di dolomite visto al SEM (campione di Ministalla)

CAPITOLO 5

ANALISI GRANULOMETRICHE

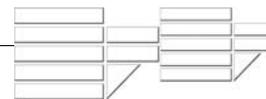
5.1 – ANALISI DEI SEDIMENTI

Sui campioni di sabbie relativi alle sezioni Plio-Pleistoceniche di Valle Crati sono state eseguite analisi granulometriche per la determinazione delle principali classi dimensionali e dei relativi parametri statistici.

La classificazione dimensionale è stata effettuata, previa vagliatura a secco, secondo la scala logaritmica (ϕ) di Krumbein (1938), dove $\phi = -\log_2 d$. I parametri statistici relativi alla distribuzione granulometrica sono stati definiti secondo Folk e Ward (1957).

Si fornisce di seguito una sintesi del significato dei parametri statistici considerati.

- ✓ *Diametro medio*: è una media della dimensione dei granuli che costituiscono il campione in esame; nella formula di Folk e Ward (1957) sono utilizzati 3 percentili (16, 50, 84).
- ✓ *Classazione o sorting*: definisce la distribuzione intorno alla media, indica cioè quanto la distribuzione granulometrica differisce dal valore del diametro medio; è indipendente dalla grana media ed indica, in generale, il grado di elaborazione cui è stato sottoposto un sedimento. La classazione esprime, pertanto, la capacità selettiva del mezzo di trasporto, cioè la sua capacità di prelevare e/o depositare i granuli: abbandonando quelli più grossolani e prendendo in carico quelli più sottili. I sedimenti eolici e di spiaggia, ad esempio, sono tra i più classati in natura (Bosellini *et al.*, 1989; Ricci Lucchi, 1980).
- ✓ *Skewness o asimmetria*: evidenzia l'omogeneità della popolazione granulometrica. Essa ha un segno positivo (+) se la curva ha una coda verso diametri sottili e un segno negativo (-) se la curva ha una coda verso diametri grossolani. L'asimmetria è dovuta ad aggiunte o sottrazioni di materiale nelle code della curva granulometrica originaria. Ad esempio nelle sabbie di fiume e di duna l'asimmetria è generalmente positiva (coda



di materiale fine) infatti, i due mezzi di trasporto (il fiume e il vento) sono in grado di trasportare sedimenti molto sottili ma non sedimenti grossolani; mentre nelle sabbie di spiaggia l'asimmetria è generalmente negativa (coda di materiale grossolano) per l'allontanamento delle frazioni sottili da parte del moto ondoso (Bosellini *et al.*, 1989; Ricci Lucchi, 1980).

- ✓ *Kurtosis*: è la misura dell'appuntimento della distribuzione di frequenza e considera il rapporto tra la dispersione nella parte centrale e la dispersione nelle code.

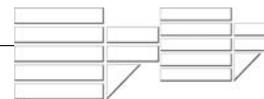
5.2 – RISULTATI

CAMPIONI DI VACCARIZZO – MONTALTO

I risultati delle analisi granulometriche relativi ai campioni di Vaccarizzo – Montalto sono sintetizzati nella tabella 5.1, dove sono riportate le percentuali in peso delle principali classi dimensionali. In tabella 5.2 sono riportati i parametri statistici relativi alla distribuzione granulometrica.

Tabella 5.1 – Percentuali in peso delle frazioni granulometriche relative ai campioni di Vaccarizzo – Montalto

| Φ | > (-1) | (-1) / (0) | (0) / (1) | (1) / (2) | (2) / (3) | (3) / (4) | < (4) |
|---------------|--------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|
| μm | > 2000 | 2000-1000 | 1000-500 | 500-250 | 250-125 | 125-63 | < 63 |
| MA 4 | 22 | 12 | 24 | 24 | 11 | 4 | 3 |
| MA 21 | 4 | 12 | 24 | 29 | 17 | 8 | 6 |
| MA 23 | 7 | 17 | 29 | 22 | 13 | 7 | 5 |
| AB 3 | 15 | 17 | 24 | 19 | 12 | 4 | 8 |
| AB 4 | 20 | 21 | 26 | 18 | 10 | 5 | 1 |
| AB 5 | 1 | 2 | 6 | 28 | 35 | 16 | 12 |
| AB 6 | 9 | 12 | 22 | 23 | 17 | 7 | 11 |
| AB 7 | 0 | 2 | 13 | 35 | 26 | 8 | 15 |
| AB 8 | 2 | 7 | 8 | 16 | 38 | 20 | 9 |
| AB 9 | 5 | 9 | 26 | 27 | 18 | 3 | 12 |
| AB 10 | 3 | 2 | 4 | 12 | 39 | 23 | 16 |
| AB 11 | 6 | 10 | 13 | 14 | 36 | 8 | 13 |

**Tabella 5.2 – Parametri statistici relativi ai campioni di Vaccarizzo – Montalto**

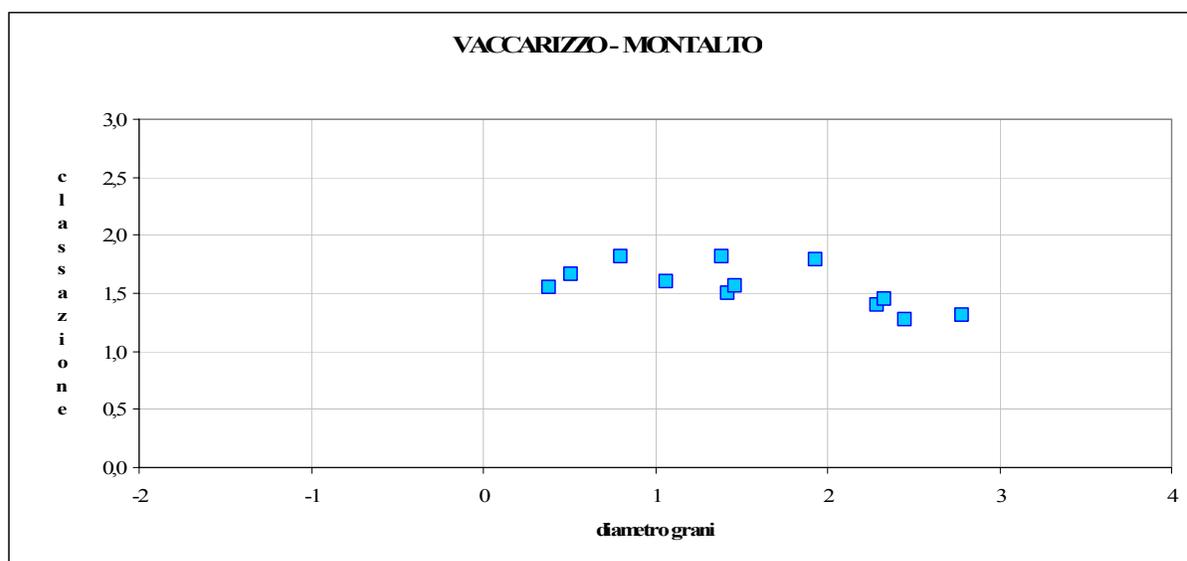
| | MA 4 | MA23 | MA21 | AB 3 | AB 4 | AB 5 | AB 6 | AB 7 | AB 8 | AB 9 | AB 10 | AB 11 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|
| Media (MZ): | 0,511 | 1,068 | 1,422 | 0,804 | 0,386 | 2,449 | 1,385 | 2,287 | 2,330 | 1,467 | 2,779 | 1,933 |
| Coeff. Cernita (s): | 1,665 | 1,600 | 1,494 | 1,819 | 1,550 | 1,273 | 1,812 | 1,394 | 1,452 | 1,569 | 1,311 | 1,795 |
| Coeff. Asimmetria (SK): | -0,016 | 0,172 | 0,091 | 0,136 | 0,086 | 0,064 | 0,065 | 0,264 | -0,165 | 0,118 | -0,050 | -0,196 |
| Coeff. Appuntim. (kg): | 0,875 | 1,102 | 1,039 | 1,023 | 0,914 | 1,086 | 1,035 | 1,108 | 1,225 | 1,140 | 1,238 | 1,081 |

Dall'analisi dei principali parametri statistici (tabella 5.2) emerge quanto segue:

Diametro medio: i campioni di Vaccarizzo – Montalto si distribuiscono tra la classe dimensionale della sabbia grossolana, media e sabbia fina (figura 5.1).

Classazione: i sedimenti mostrano un grado di selezionamento compreso tra 1,2-1,8 ϕ , si tratta pertanto di depositi poco selezionati (figura 5.1).

Skewness o asimmetria: la maggior parte dei campioni in esame, eccetto quelli corrispondenti ai livelli più alti della successione di Cozzo Crocchi, presenta asimmetrie positive; i sedimenti sono caratterizzati, quindi, da code di materiale sottile, che potrebbero essere legate all'incremento della profondità ed alla decrescente intensità dei processi idrodinamici (figura 5.2).

**Figura 5.1**

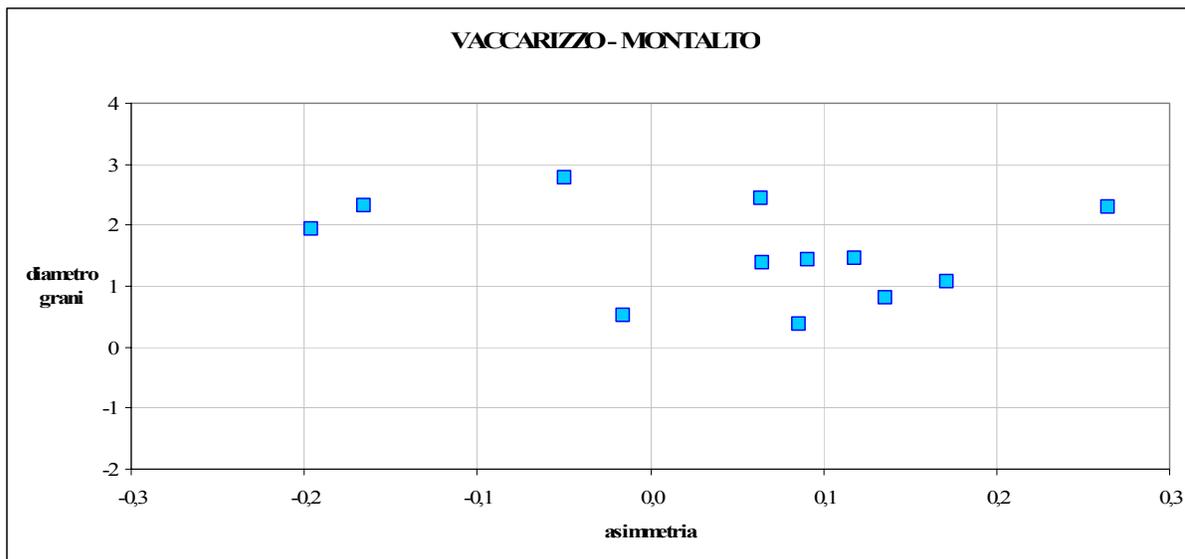
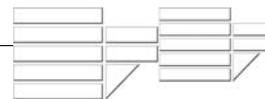


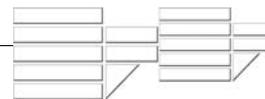
Figura 5.2

CAMPIONI DI NOGIANO

I risultati delle analisi granulometriche relativi ai campioni di Nogiano sono sintetizzati nella tabella 5.3, dove sono riportate le percentuali in peso delle principali classi dimensionali. In tabella 5.4 sono riportati i parametri statistici relativi alla distribuzione granulometrica.

Tabella 5.3 – Percentuali in peso delle frazioni granulometriche relative ai campioni di Nogiano

| Φ | > (-1) | (-1) / (0) | (0) / (1) | (1) / (2) | (2) / (3) | (3) / (4) | < (4) |
|---------------|--------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|
| μm | > 2000 | 2000-1000 | 1000-500 | 500-250 | 250-125 | 125-63 | < 63 |
| MA 1 | 22 | 21 | 27 | 17 | 7 | 4 | 3 |
| MA 9 | 8 | 18 | 30 | 24 | 16 | 3 | 1 |
| MA 10 | 10 | 7 | 16 | 33 | 24 | 5 | 5 |
| N 1 | 20 | 3 | 2 | 2 | 18 | 43 | 12 |
| N 3 | 3 | 1 | 1 | 3 | 38 | 45 | 8 |
| N 4 | 36 | 10 | 5 | 4 | 18 | 15 | 12 |
| N 5 | 27 | 11 | 13 | 14 | 14 | 12 | 9 |
| N 6 | 8 | 4 | 3 | 3 | 16 | 51 | 15 |
| N 9 | 12 | 4 | 3 | 1 | 21 | 42 | 17 |

**Tabella 5.4 – Parametri statistici relativi ai campioni di Nogiano**

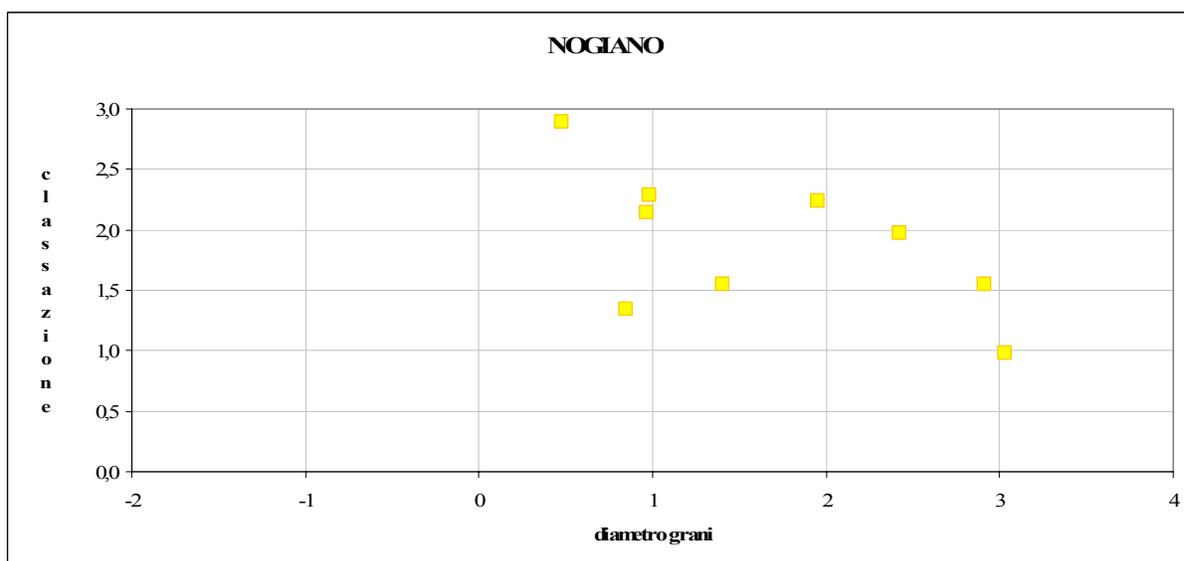
| | MA 1 | MA 9 | MA 10 | N 1 | N 3 | N 4 | N 5 | N 6 | N 9 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|
| Media (MZ): | 0,478 | 0,845 | 1,402 | 1,951 | 3,028 | 0,985 | 0,966 | 2,915 | 2,421 |
| Coeff. Cernita (s): | 2,894 | 1,344 | 1,552 | 2,236 | 0,979 | 2,288 | 2,146 | 1,549 | 1,970 |
| Coeff. Asimmetria (SK): | -0,131 | 0,010 | -0,119 | -0,613 | -0,188 | 0,137 | 0,083 | -0,512 | -0,553 |
| Coeff. Appuntim. (kg): | 0,449 | 0,965 | 1,213 | 1,157 | 1,292 | 0,597 | 0,680 | 1,823 | 1,641 |

Dall'analisi dei principali parametri statistici (tabella 5.4) emerge quanto segue:

Diametro medio: le classi granulometriche maggiormente rappresentate corrispondono all'intervallo dimensionale compreso tra la sabbia grossolana e la sabbia fina; un solo campione ricade nell'intervallo della sabbia molto fina (figura 5.3).

Classazione: i sedimenti mostrano un grado di selezionamento compreso tra $0,9-2,8\phi$, si tratta pertanto di depositi da moderatamente selezionati a molto poco selezionati (figura 5.3). La scarsa selezione potrebbe derivare dalla presenza di materiali eterogenei, quali, ad esempio, bioclasti.

Skewness o asimmetria: tutti i campioni esaminati, eccetto due (corrispondenti ai livelli sabbiosi di Nogiano inferiore) mostrano asimmetria negativa, con spostamento della distribuzione verso i diametri grossolani (figura 5.4).



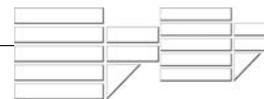


Figura 5.3

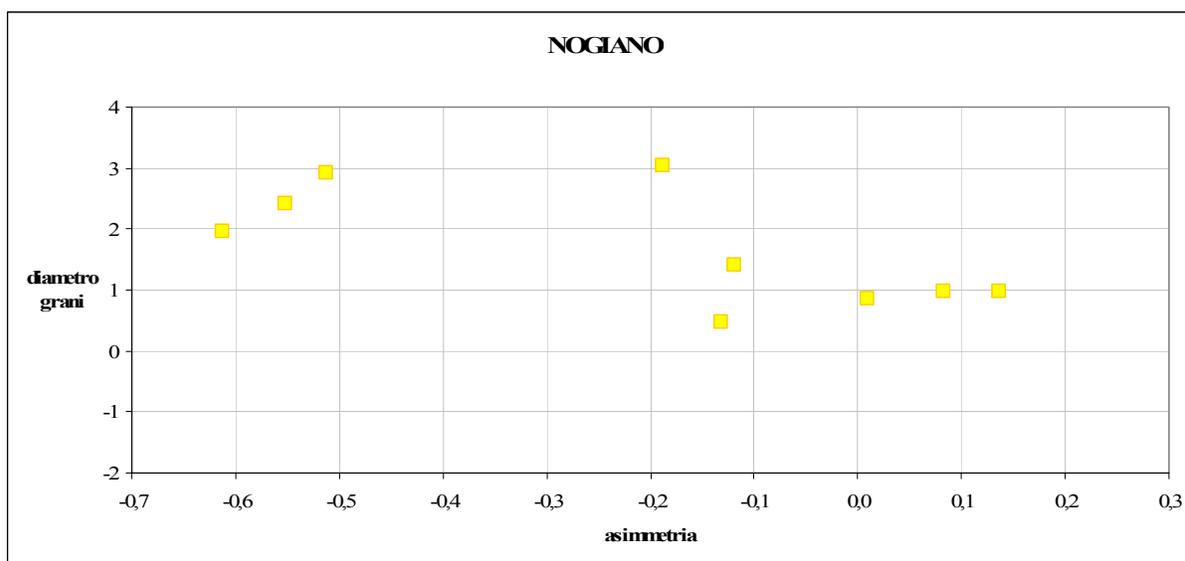


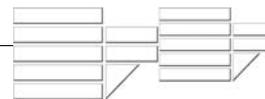
Figura 5.4

CAMPIONI DI SAN MARCO ARGENTANO

I risultati delle analisi granulometriche relativi ai campioni di San Marco Argentano sono sintetizzati nella tabella 5.5, dove sono riportate le percentuali in peso delle principali classi dimensionali. In tabella 5.6 sono riportati i parametri statistici relativi alla distribuzione granulometrica.

Tabella 5.5 – Percentuali in peso delle frazioni granulometriche relative ai campioni di San Marco Argentano

| Φ | > (-1) | (-1) / (0) | (0) / (1) | (1) / (2) | (2) / (3) | (3) / (4) | < (4) |
|---------------|--------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|
| μm | > 2000 | 2000-1000 | 1000-500 | 500-250 | 250-125 | 125-63 | < 63 |
| MA 2 | 4 | 3 | 10 | 12 | 42 | 20 | 9 |
| MA 6 | 3 | 1 | 4 | 9 | 60 | 15 | 7 |
| MA 7 | 4 | 5 | 12 | 32 | 29 | 12 | 7 |

**Tabella 5.6 – Parametri statistici relativi ai campioni di San Marco Argentano**

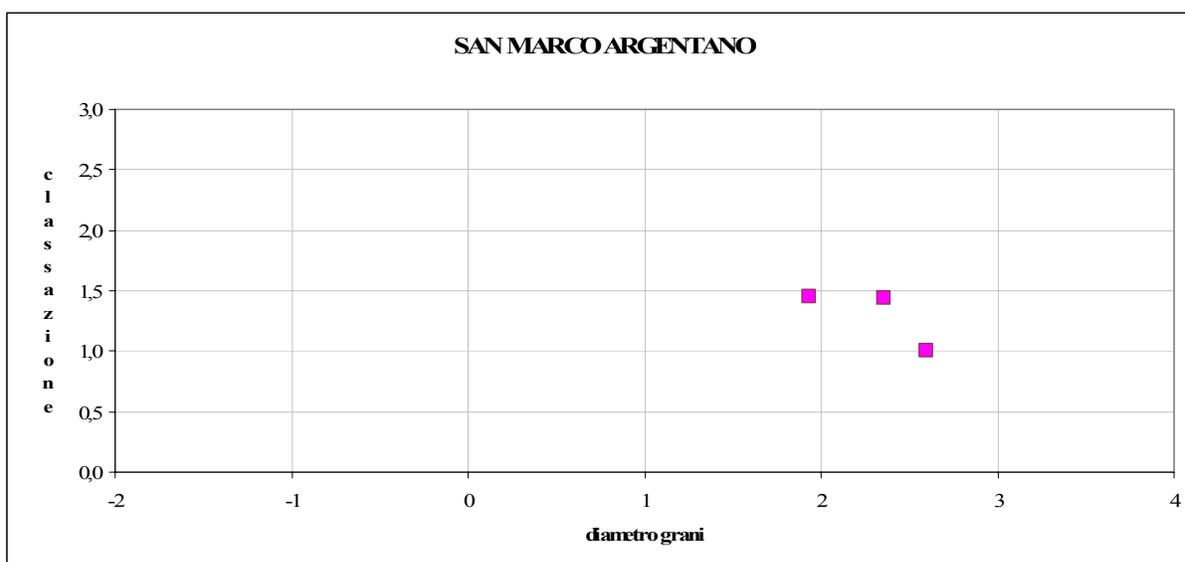
| | MA 14 | MA 15 | MA 16 |
|-------------------------|--------|--------|--------|
| Media (MZ): | 2,358 | 2,601 | 1,933 |
| Coeff. Cernita (s): | 1,438 | 1,000 | 1,455 |
| Coeff. Asimmetria (SK): | -0,202 | -0,003 | -0,037 |
| Coeff. Appuntim. (kg): | 1,373 | 1,992 | 1,283 |

Dall'analisi dei principali parametri statistici (tabella 5.6) emerge quanto segue:

Diametro medio: i campioni di San Marco Argentano si distribuiscono tra la classe dimensionale della sabbia media e fina (figura 5.5).

Classazione: i sedimenti mostrano un grado di selezionamento compreso tra $1,0-1,4\phi$, si tratta pertanto di depositi moderatamente selezionati (figura 5.5).

Skewness o asimmetria: tutti campioni in esame presentano asimmetrie negative; i sedimenti sono caratterizzati, quindi, da code di materiale grossolano (figura 5.6).

**Figura 5.5**

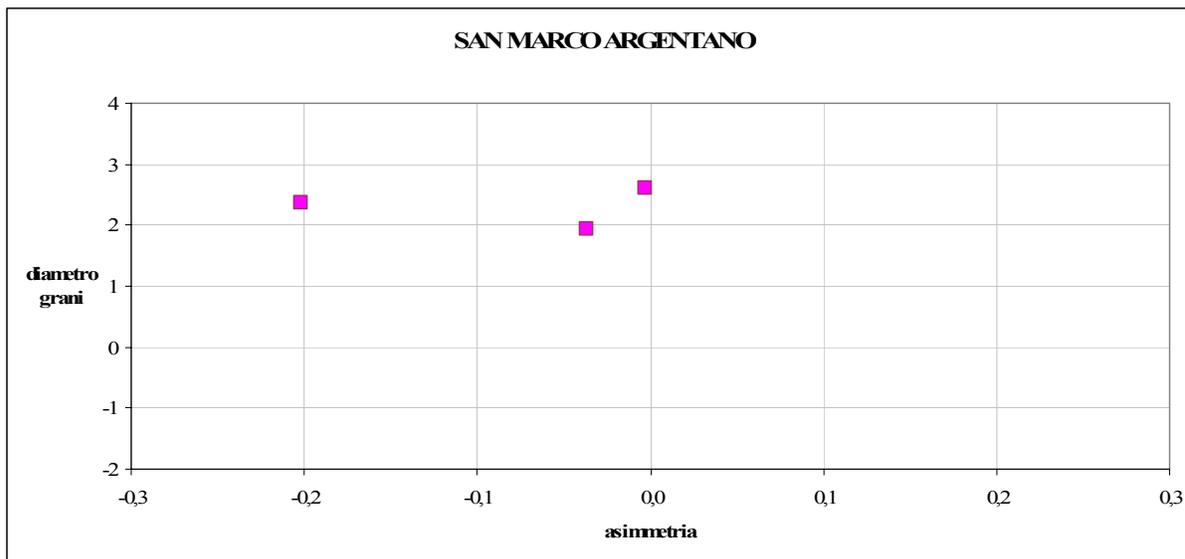
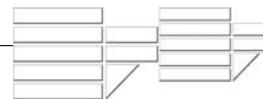


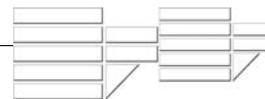
Figura 5.6

CAMPIONI DI MENDICINO

I risultati delle analisi granulometriche relativi ai campioni di Mendicino sono sintetizzati nella tabella 5.7, dove sono riportate le percentuali in peso delle principali classi dimensionali. In tabella 5.8 sono riportati i parametri statistici relativi alla distribuzione granulometrica.

Tabella 5.7 – Percentuali in peso delle frazioni granulometriche relative ai campioni di Mendicino

| Φ | > (-1) | (-1) / (0) | (0) / (1) | (1) / (2) | (2) / (3) | (3) / (4) | < (4) |
|---------------|--------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|
| μm | > 2000 | 2000-1000 | 1000-500 | 500-250 | 250-125 | 125-63 | < 63 |
| MA 2 | 0 | 0 | 5 | 23 | 51 | 15 | 5 |
| MA 6 | 1 | 0 | 1 | 18 | 60 | 16 | 4 |
| MA 7 | 0 | 1 | 10 | 39 | 41 | 7 | 3 |
| MA 8 | 0 | 0 | 4 | 33 | 52 | 8 | 3 |

**Tabella 5.8 – Parametri statistici relativi ai campioni di Mendicino**

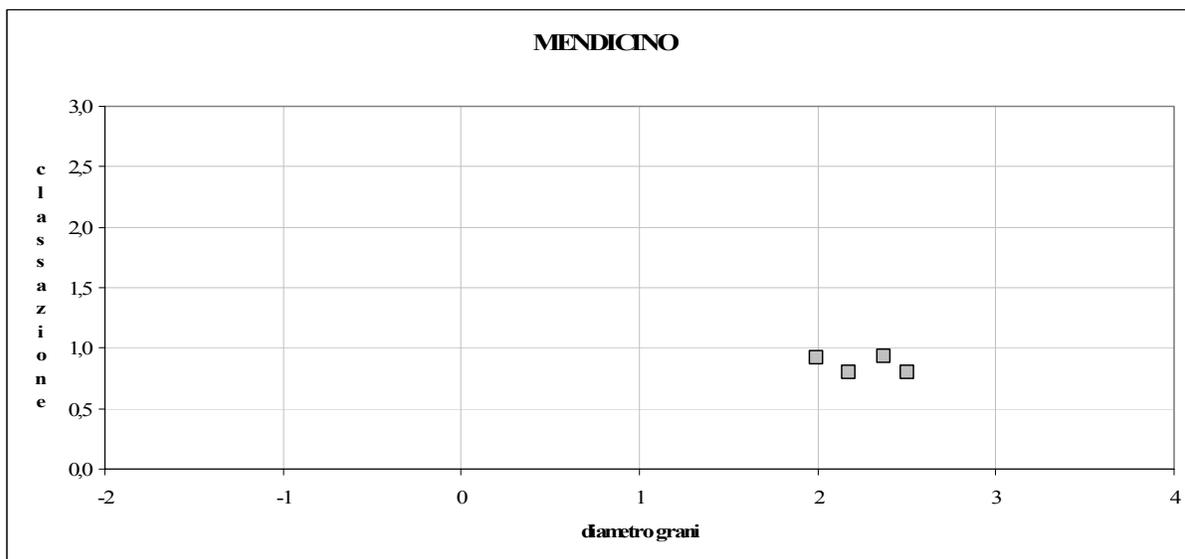
| | MA 2 | MA 6 | MA 7 | MA 8 |
|-------------------------|--------|-------|--------|--------|
| Media (MZ): | 2,376 | 2,504 | 1,998 | 2,172 |
| Coeff. Cernita (s): | 0,932 | 0,794 | 0,918 | 0,804 |
| Coeff. Asimmetria (SK): | -0,026 | 0,022 | -0,003 | -0,017 |
| Coeff. Appuntim. (kg): | 1,185 | 1,371 | 1,064 | 1,029 |

Dall'analisi dei principali parametri statistici (tabella 5.8) emerge quanto segue:

Diametro medio: i campioni di Mendicino si distribuiscono dominatamente nella classe dimensionale della sabbia fina (figura 5.7).

Classazione: i sedimenti mostrano un grado di selezionamento compreso tra $0,7-0,9\phi$, si tratta pertanto di depositi da moderatamente ben selezionati a moderatamente selezionati (figura 5.7).

Skewness o asimmetria: i campioni di Mendicino sono caratterizzati da distribuzioni granulometriche quasi simmetriche o con code grossolane (figura 5.8).

**Figura 5.7**

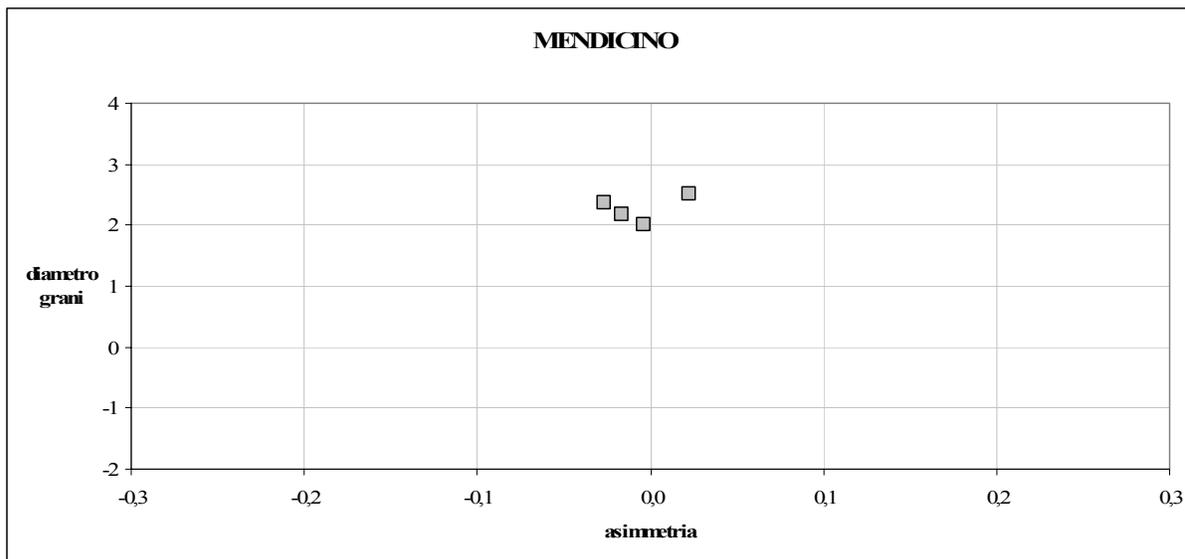
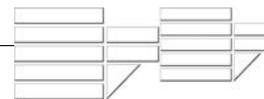


Figura 5.8

CAMPIONI DI MINISTALLA

I risultati delle analisi granulometriche relativi ai campioni di Ministalla sono sintetizzati nella tabella 4.9, dove sono riportate le percentuali in peso delle principali classi dimensionali. In tabella 4.10 sono riportati i parametri statistici relativi alla distribuzione granulometrica.

Tabella 4.9 – Percentuali in peso delle frazioni granulometriche relative ai campioni di Ministalla

| Φ | > (-1) | (-1) / (0) | (0) / (1) | (1) / (2) | (2) / (3) | (3) / (4) | < (4) |
|---------------|--------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|
| μm | > 2000 | 2000-1000 | 1000-500 | 500-250 | 250-125 | 125-63 | < 63 |
| DF 6 | 2 | 10 | 24 | 17 | 29 | 16 | 2 |
| DF 2 | 0 | 1 | 27 | 44 | 17 | 7 | 4 |
| DF 3 | 25 | 13 | 20 | 18 | 14 | 9 | 2 |
| DF 8 | 53 | 27 | 17 | 1 | 1 | 0 | 1 |
| DF 11 | 13 | 22 | 35 | 14 | 9 | 5 | 1 |
| DF 13 | 10 | 11 | 29 | 26 | 14 | 9 | 2 |
| DF 10 | 1 | 14 | 69 | 6 | 2 | 2 | 6 |
| DF 12 | 2 | 11 | 57 | 19 | 6 | 4 | 1 |

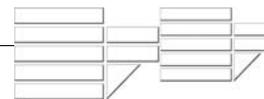


Tabella 4.10 – Parametri statistici relativi ai campioni di Ministalla

| | DF 1 | DF 2 | DF 3 | DF 4 | DF 5 | DF 6 | DF 7 | DF 8 | DF 9 | DF 10 | DF 11 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| Media (MZ): | 1,071 | 1,572 | 0,505 | 0,827 | 3,148 | 1,725 | -1,101 | -1,215 | -1,054 | 0,501 | 0,528 |
| Coeff. Cernita (s): | 1,628 | 1,114 | 2,065 | 0,997 | 0,657 | 1,438 | 2,149 | 1,415 | 1,958 | 0,981 | 1,509 |
| Coeff. Asimmetria (SK): | -0,008 | 0,198 | -0,071 | 0,286 | -0,230 | -0,118 | -0,049 | -0,102 | 0,173 | 0,246 | 0,095 |
| Coeff. Appuntim. (kg): | 1,257 | 1,189 | 0,901 | 1,433 | 0,819 | 0,835 | 0,794 | 0,881 | 1,326 | 2,747 | 1,201 |

Dall’analisi dei principali parametri statistici (tabella 4.10) emerge quanto segue:

Diametro medio: i campioni prelevati in località Ministalla si distribuiscono dominatamente tra la classe dimensionale della sabbia grossolana e media, tre campioni ricadono nel campo delle ghiaie, mentre un solo campione, corrispondente ai livelli sommitali del sistema deltizio, mostra una grana molto fina (figura 5.9).

Classazione: i sedimenti mostrano un grado di selezionamento compreso tra $0,6-2,1\phi$, si tratta pertanto di depositi da moderatamente ben selezionati a poco selezionati (figura 5.9).

Skewness o asimmetria: i campioni di Ministalla mostrano una variabile distribuzione sia verso i termini grossolani (asimmetria negativa), sia verso i termini fini (asimmetria positiva; figura 5.10).

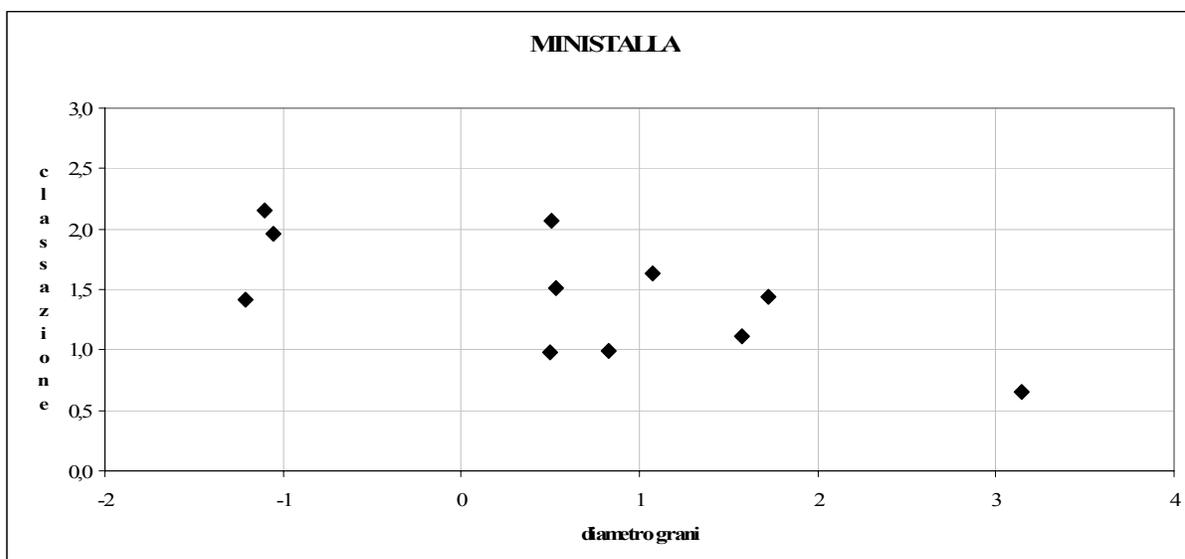


Figura 5.9

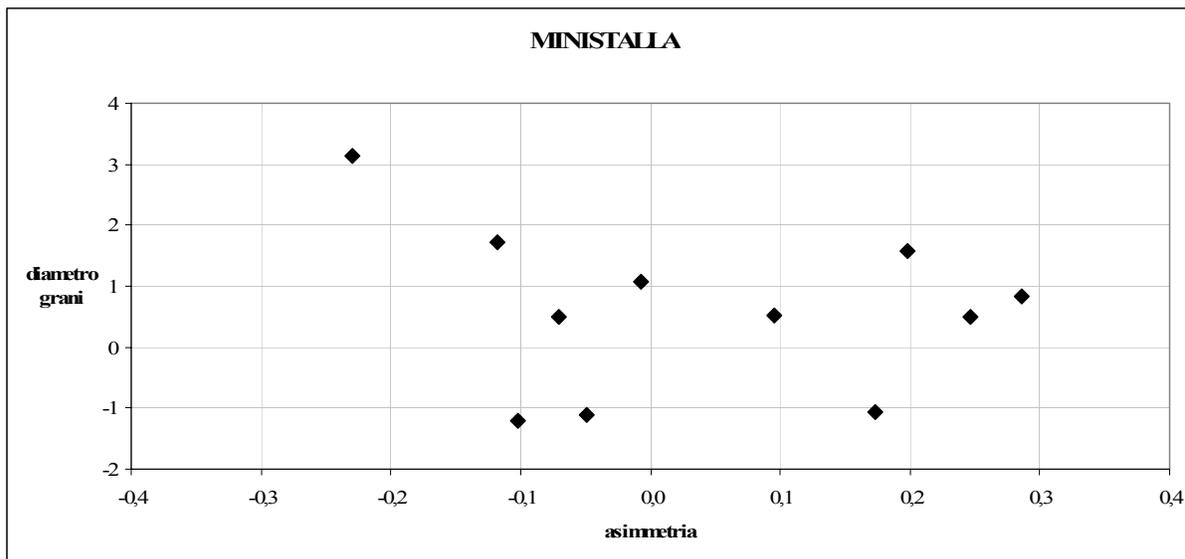
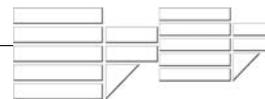
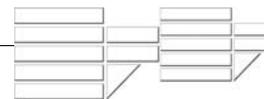


Figura 5.10

CAMPIONI DI ARCIACONO

I risultati delle analisi granulometriche relativi ai campioni di Arciacono sono sintetizzati nella tabella 5.11, dove sono riportate le percentuali in peso delle principali classi dimensionali. In tabella 5.12 sono riportati i parametri statistici relativi alla distribuzione granulometrica.

Tabella 5.11 – Percentuali in peso delle frazioni granulometriche relative ai campioni di Arciacono



| Φ | > (-1) | (-1) / (0) | (0) / (1) | (1) / (2) | (2) / (3) | (3) / (4) | < (4) |
|---------------|--------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|
| μm | > 2000 | 2000-1000 | 1000-500 | 500-250 | 250-125 | 125-63 | < 63 |
| T1 | 1 | 24 | 35 | 9 | 11 | 15 | 4 |
| T2 | 5 | 15 | 25 | 17 | 20 | 13 | 4 |
| T3 | 4 | 9 | 24 | 22 | 24 | 12 | 4 |
| T4 | 4 | 10 | 37 | 26 | 12 | 7 | 4 |
| T5 | 3 | 17 | 41 | 21 | 11 | 4 | 3 |
| T6 | 14 | 25 | 18 | 8 | 20 | 13 | 3 |
| T7 | 20 | 22 | 29 | 11 | 8 | 6 | 4 |
| T8 | 3 | 4 | 17 | 27 | 34 | 11 | 3 |
| T9 | 3 | 11 | 21 | 17 | 25 | 19 | 4 |
| T10 | 12 | 26 | 22 | 8 | 16 | 13 | 3 |
| T11 | 1 | 3 | 23 | 23 | 30 | 14 | 4 |
| T12 | 17 | 28 | 18 | 7 | 11 | 13 | 5 |
| T13 | 18 | 31 | 22 | 9 | 11 | 7 | 3 |
| T14 | 31 | 19 | 18 | 5 | 11 | 10 | 6 |
| T15 | 2 | 7 | 17 | 27 | 43 | 3 | 1 |
| T16 | 2 | 9 | 27 | 34 | 25 | 3 | 1 |
| T17 | 3 | 13 | 45 | 27 | 9 | 3 | 1 |
| T18 | 6 | 13 | 44 | 27 | 9 | 2 | 1 |

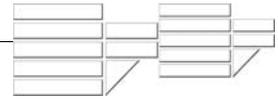
Tabella 5.12 – Parametri statistici relativi ai campioni di Arciacono

| | T1 | T2 | T3 | T4 | T5 | T6 | T7 | T8 | T9 | T10 | T11 | T12 | T13 | T14 | T15 | T16 | T17 | T18 |
|-------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
| Media (MZ): | 1,183 | 1,323 | 1,565 | 1,212 | 0,869 | 0,901 | 0,458 | 1,813 | 1,771 | 0,927 | 1,879 | 0,779 | 0,455 | 0,493 | 1,691 | 1,364 | 0,893 | 0,775 |
| Coeff. Cernita (s): | 1,625 | 1,599 | 1,454 | 1,345 | 1,255 | 1,802 | 1,729 | 1,276 | 1,546 | 1,790 | 1,274 | 1,932 | 1,687 | 2,016 | 1,107 | 1,119 | 1,024 | 1,083 |
| Coeff. Asimmetria (SK): | 0,376 | 0,071 | -0,010 | 0,244 | 0,216 | 0,189 | 0,219 | -0,155 | -0,111 | 0,241 | -0,039 | 0,348 | 0,332 | 0,362 | -0,336 | -0,068 | 0,167 | 0,055 |
| Coeff. Appuntim. (kg): | 0,787 | 0,842 | 0,922 | 1,171 | 1,135 | 0,731 | 1,069 | 1,079 | 0,812 | 0,760 | 0,841 | 0,764 | 0,986 | 0,675 | 0,947 | 0,912 | 1,130 | 1,186 |

Dall'analisi dei principali parametri statistici (tabella 5.11) emerge quanto segue:

Diametro medio: tutti i campioni sabbiosi di Arciacono, sia quelli prelevati lungo i *foreset* che lungo i *topset*, si distribuiscono tra la classe dimensionale della sabbia grossolana e della sabbia media (figura 5.11).

Classazione: i sedimenti di *foreset* mostrano un grado di selezionamento compreso tra 1,2-2,0 ϕ , si tratta pertanto di depositi da moderatamente selezionati a poco selezionati; i sedimenti di *topset* sono tutti caratterizzati invece da un grado di selezionamento pari a 1, per cui possono essere definiti come depositi moderatamente selezionati (figura 5.11).



Skewness o asimmetria: i campioni prelevati lungo i *foreset* mostrano prevalentemente asimmetrie positive, con code di materiale sottile; i campioni di *topset* mostrano, invece una certa variabilità tra asimmetria positiva e negativa (figura 5.12).

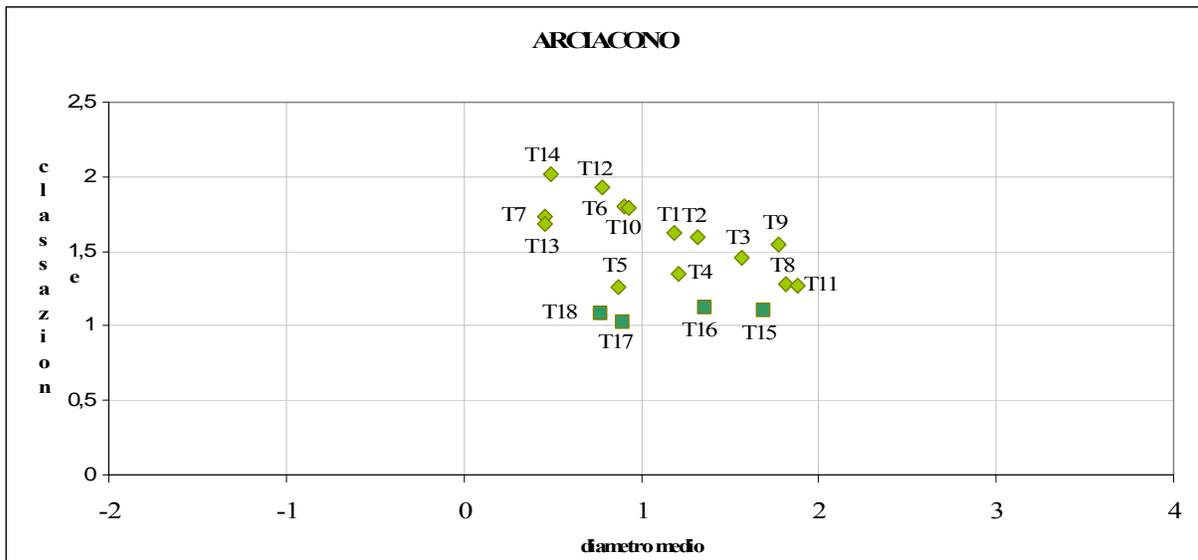


Figura 5.11

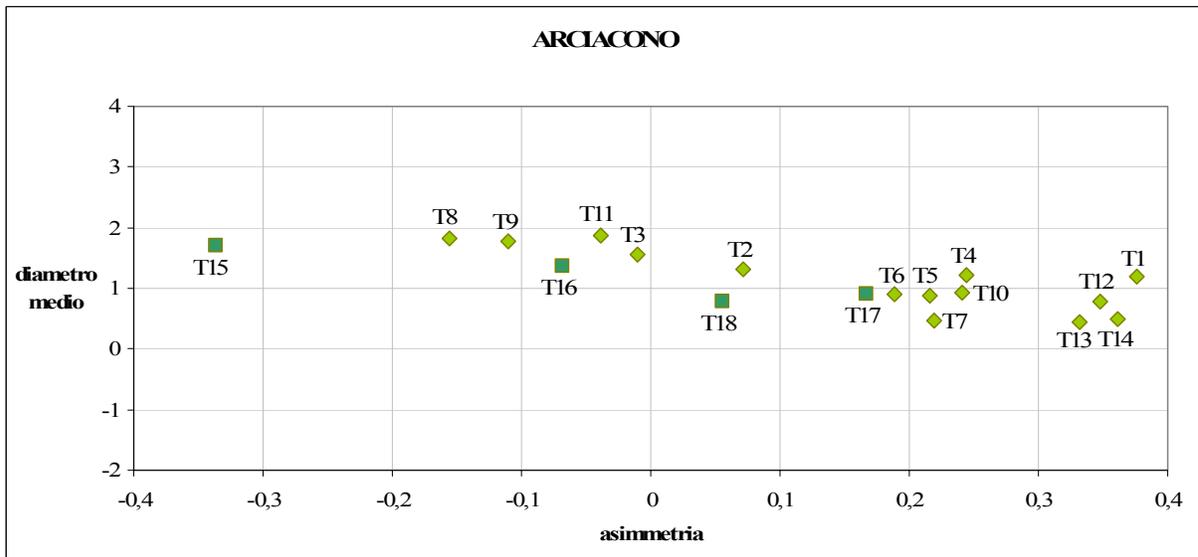


Figura 5.12

CAPITOLO 6

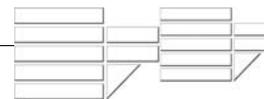
ANALISI GEOCHIMICA

6.1 – GEOCHIMICA DELLE DOLOMIE

Per determinare la tipologia di roccia carbonatica ritrovata nei campioni pleistocenici, sono state eseguite analisi qualitative/quantitative presso i Laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'UNICAL al fine di verificarne la provenienza da Monte Cocuzzo. Nello specifico per la determinazione degli elementi Maggiori sono state eseguite analisi alla fluorescenza a raggi X (Spettrometro Philips PW1730), mentre le concentrazioni di alcuni elementi in Tracce e delle Terre Rare sono state determinate mediante analisi ICP-MS (ELAN DRC-e della PERKIN ELMER SCIEX). Sulle rocce carbonatiche in esame è stato inoltre determinato il L.O.I.

In tabella 1 sono riportate i valori degli elementi Maggiori, di alcuni elementi Minori e del L.O.I., mentre in tabella 2 i valori delle Terre Rare e di selezionati elementi in Minori. Lo scopo primario è quello di poter attuare una correlazione tra “un’area sorgente” ed i clasti carbonatici presenti nei depositi campionati e studiati. A tal fine si è scelta come area di provenienza il massiccio carbonatico di Monte Cocuzzo e si è visto come gli elementi chimici si rapportano alle concentrazioni dei litotipi di M.te Cocuzzo.

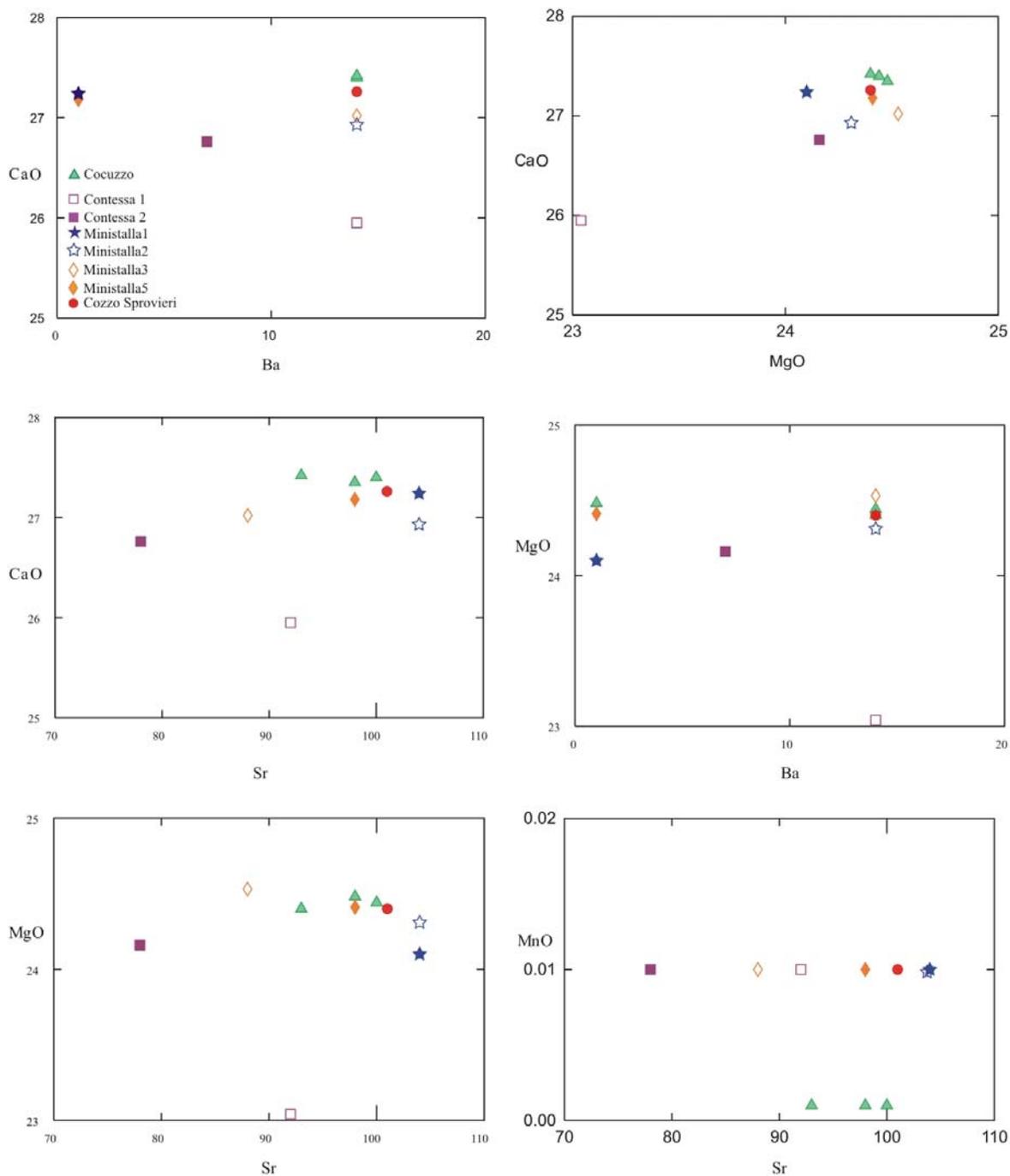
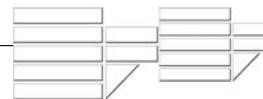
Gli alti valori in percentuale peso di CaO e MgO e la bassa percentuale in peso in MnO, SrO e BaO sono tipici *trend* dolomitici senza arricchimenti in nessuna particolare fase mineralogica caratterizzante di un particolare coinvolgimento da parte di falde di diversa pertinenza (Kretz, 1982; Dickson, 1990). Carattere confermato anche dai bassi tenori delle concentrazioni delle Terre Rare quali il Ce e La espressi in ppm (v.di tabella 2).


Tabella 1 – Concentrazione degli Elementi Maggiori e del L.O.I. (in % peso)

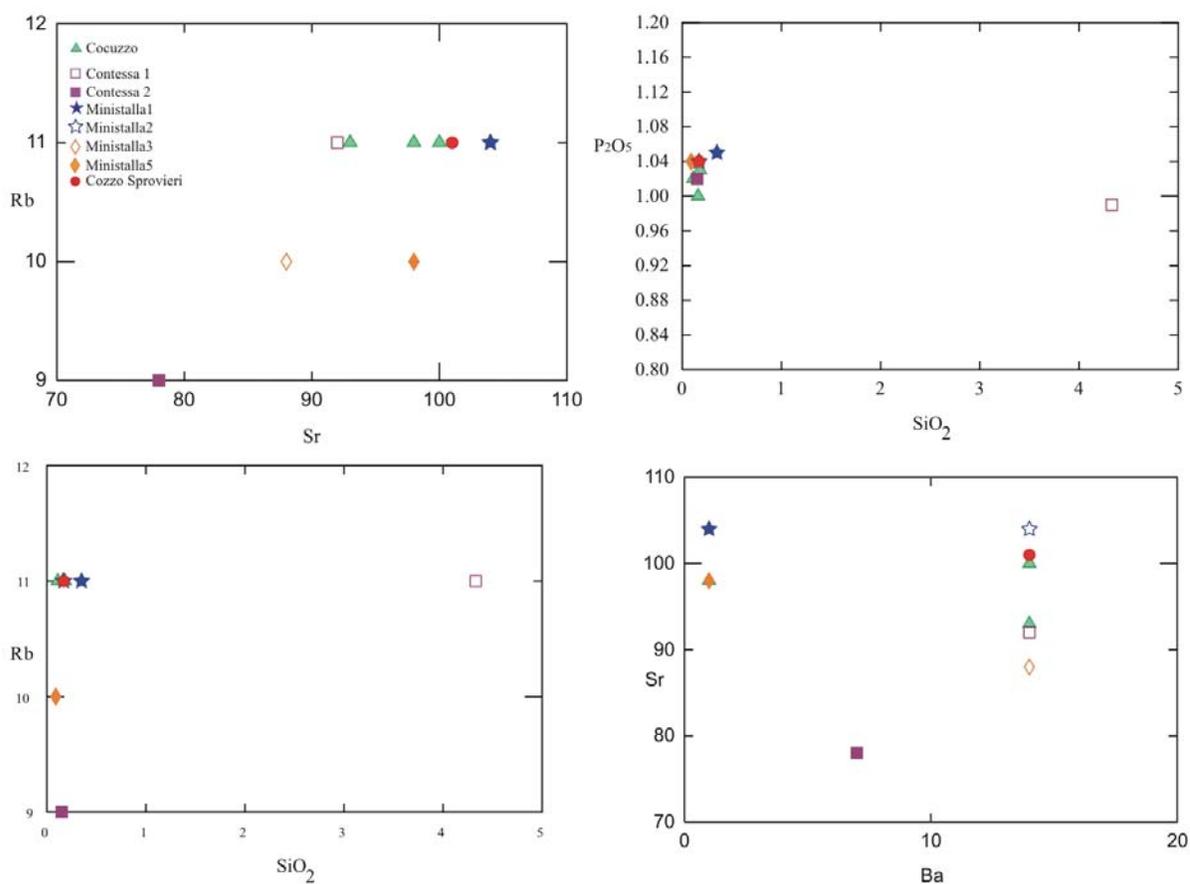
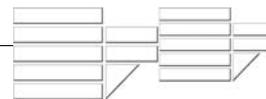
| Elemento | Cocuzzo1 | Cocuzzo2 | Cocuzzo3 | Contessa1 | Contessa2 | Ministalla1 | Ministalla2 | Ministalla3 | Ministalla4 | Cozzo Sprovieri |
|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|
| Na2O | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.02 | 0.04 | 0.04 |
| MgO | 24.44 | 24.40 | 24.48 | 23.04 | 24.16 | 24.53 | 24.41 | 24.10 | 24.31 | 24.40 |
| Al2O3 | 0.09 | 0.07 | 0.12 | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.25 | 0.06 | 0.10 |
| SiO2 | 0.16 | 0.11 | 0.18 | 4.33 | 0.15 | 0.09 | 0.09 | 0.35 | 0.17 | 0.17 |
| P2O5 | 1.00 | 1.02 | 1.03 | 0.99 | 1.02 | 1.04 | 1.04 | 1.05 | 1.04 | 1.04 |
| K2O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 27.40 | 27.42 | 27.35 | 25.95 | 26.76 | 27.02 | 27.18 | 27.24 | 26.93 | 27.26 |
| TiO2 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Fe2O3 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.09 | 0.02 | 0.03 |
| Ni | 4 | 1 | 3 | 0 | 2 | 3 | 2 | 3 | 3 | 0 |
| Ca | 2 | 1 | 2 | 0 | 0 | -1 | 3 | 3 | 0 | 1 |
| V | 15 | 11 | 15 | 1 | 4 | 20 | 34 | 59 | 20 | 5 |
| Co | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Ba | 14 | 14 | 1 | 14 | 7 | 14 | 1 | 1 | 14 | 14 |
| Nb | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Zr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Y | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sr | 100 | 93 | 98 | 92 | 78 | 88 | 98 | 104 | 104 | 101 |
| Rb | 11 | 11 | 11 | 11 | 9 | 10 | 10 | 11 | 11 | 11 |
| L.O.I. | 46.86 | 46.92 | 46.80 | 45.57 | 47.76 | 47.19 | 47.12 | 46.86 | 47.40 | 46.94 |

Tabella 2 – Concentrazione delle Terre Rare e degli Elementi in Tracce (in ppm).

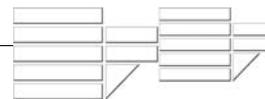
| Elementi | Cocuzzo 1 | Cocuzzo 2 | Contessa 1 | Contessa 2 | Ministalla 3 | CozzoSprovieri |
|----------|-----------|-----------|------------|------------|--------------|----------------|
| Sc | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.061 | 0.001 |
| Y | 0.147 | 0.155 | 0.113 | 0.130 | 0.337 | 0.262 |
| La | 0.502 | 0.512 | 0.265 | 0.390 | 0.428 | 0.465 |
| Ce | 0.472 | 0.427 | 0.118 | 0.177 | 0.446 | 0.324 |
| Pr | 0.122 | 0.118 | 0.079 | 0.097 | 0.146 | 0.120 |
| Nd | 0.225 | 0.223 | 0.093 | 0.141 | 0.291 | 0.278 |
| Sm | 0.038 | 0.040 | 0.025 | 0.033 | 0.062 | 0.065 |
| Eu | 0.010 | 0.013 | 0.010 | 0.008 | 0.020 | 0.024 |
| Gd | 0.044 | 0.044 | 0.030 | 0.032 | 0.084 | 0.077 |
| Tb | 0.006 | 0.006 | 0.005 | 0.006 | 0.012 | 0.016 |
| Dy | 0.028 | 0.034 | 0.023 | 0.032 | 0.062 | 0.069 |
| Ho | 0.008 | 0.007 | 0.005 | 0.006 | 0.014 | 0.015 |
| Er | 0.018 | 0.019 | 0.012 | 0.018 | 0.042 | 0.036 |
| Tm | 0.004 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | 0.005 | 0.008 |
| Yb | 0.020 | 0.022 | 0.011 | 0.015 | 0.038 | 0.033 |
| Lu | 0.004 | 0.004 | 0.003 | 0.003 | 0.006 | 0.007 |
| Th | 0.056 | 0.067 | 0.036 | 0.031 | 0.093 | 0.142 |
| Li | 1.084 | 0.819 | 1.498 | 0.849 | 1.630 | 0.881 |
| Be | 0.011 | 0.001 | 0.005 | 0.011 | 0.033 | 0.010 |
| V | 12.325 | 6.409 | 0.001 | 0.001 | 68.922 | 1.036 |
| Cr | 5.076 | 5.796 | 5.638 | 5.866 | 6.711 | 5.248 |
| Co | 0.792 | 0.720 | 0.816 | 0.905 | 0.856 | 0.782 |
| Ni | 10.893 | 9.489 | 9.032 | 9.470 | 11.757 | 8.381 |
| Cu | 0.700 | 0.884 | 0.609 | 0.694 | 1.414 | 0.927 |
| Zn | 9.042 | 33.580 | 6.913 | 17.764 | 8.894 | 8.361 |
| Sr | 92.984 | 81.746 | 86.599 | 75.144 | 99.820 | 94.606 |
| Ba | 6.292 | 4.545 | 9.006 | 1.197 | 2.373 | 3.114 |
| Pb | 1.145 | 0.929 | 1.320 | 1.107 | 3.624 | 1.224 |



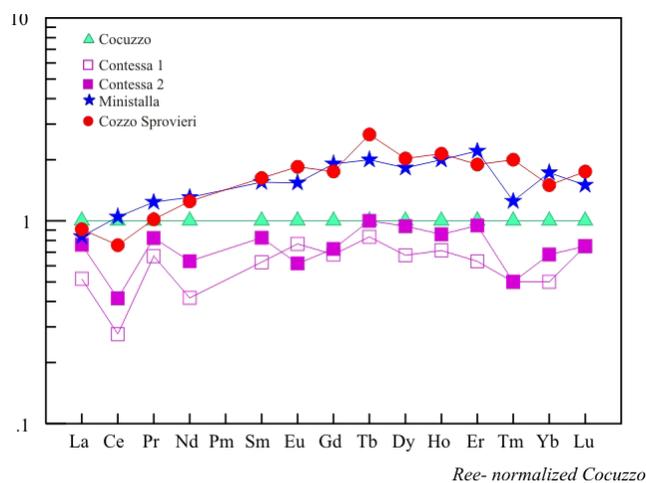
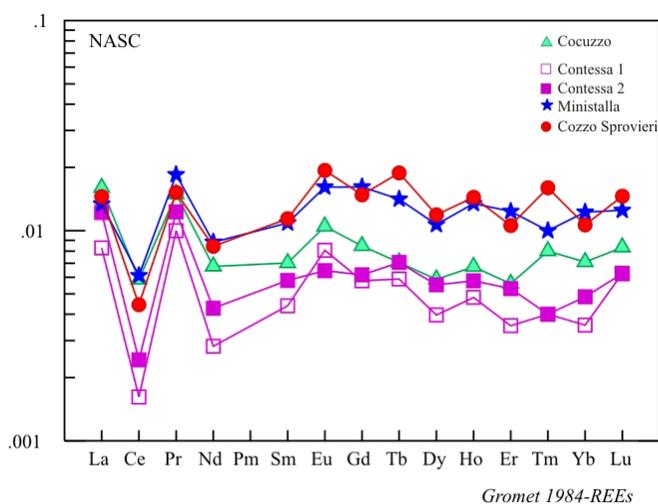
Diagrammi binari sulla variazione degli elementi chimici nelle rocce carbonatiche: CaO vs Ba; CaO vs MgO; CaO vs Sr; MgO vs Ba; MgO vs Sr; MnO vs Sr.



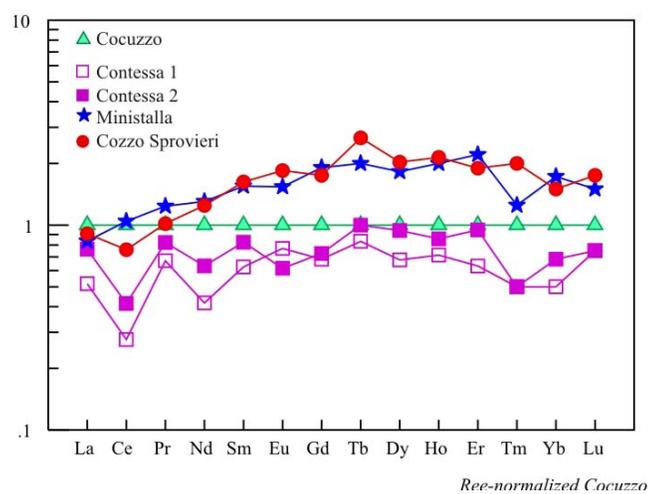
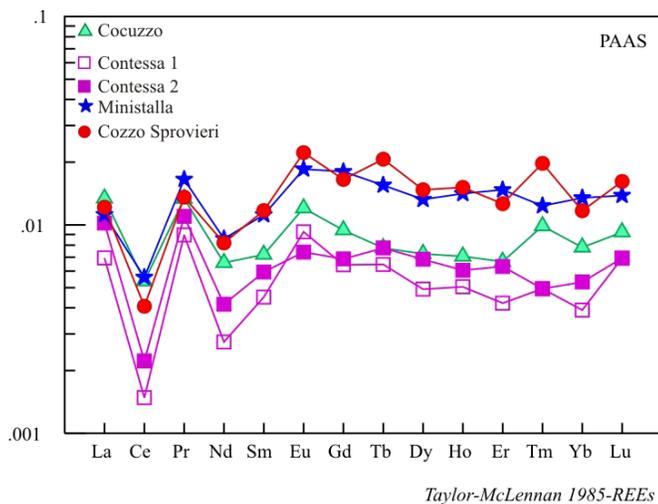
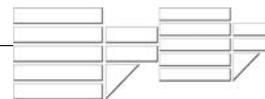
Diagrammi binari sulla variazione degli elementi chimici nelle rocce carbonatiche: Rb vs Sr; P₂O₅ vs SiO₂; Rb vs SiO₂; Sr vs Ba.



Le concentrazioni delle REE ottenute sulle rocce carbonatiche analizzate mostrano bassi tenori in terre rare comparate sia al NASC che al PAAS (Krauskopf & Bird, 1995). Negli *spider diagram* si può osservare un leggero arricchimento in Ho Er Tm Yb, che si legano al magnesio, durante le fasi di dolomitizzazione. Oltre alle normalizzazioni classiche di letteratura è stata eseguita una normalizzazione sui campioni di Monte Cocuzzo ipotizzandolo come area fonte di provenienza dei clasti carbonatici così come evidenziato nelle altre tecniche di indagini ed analisi. Il risultato ottenuto evidenzia un impoverimento dell'intero *pattern* REE per quanto concerne i campioni provenienti dai *fan-delta* più antichi (Contessa), mentre per i campioni provenienti dai *fan-delta* più giovani si individuano *trend* leggermente arricchiti in quasi tutti gli elementi del *pattern*.



Diagrammi multielementi normalizzati al NASC (North American shale composition, A) e a Monte Cocuzzo (B)



Diagrammi multielementi normalizzati al,PAAS (Post archean australian shale A) e a Monte Cocuzzo (B)

CAPITOLO 7

DISCUSSIONE DATI

7.1 – PETROFACIES DELLE SUCCESSIONI PLIOCENICHE

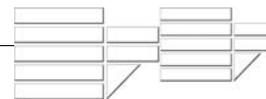
7.1.1 – SEZIONE DI VACCARIZZO – MONTALTO

L'analisi petrografica modale è stata eseguita su un totale di venti sezioni sottili, ricavate da altrettanti campioni arenitici prelevati nell'area di Vaccarizzo – Montalto.

Due campioni sono stati prelevati lungo il Torrente Ferrera, in corrispondenza di una lente di arenarie grigie ben stratificate attribuibili, secondo Lanzafame & Zuffa (1976), al Messiniano per la presenza di rare e sottili intercalazioni gessose. In un diagramma compositivo di tipo QmFLt, i due campioni miocenici ricadono nel campo delle arcose; lo scheletro detritico è, infatti, dominatamente quarzoso-feldspatico, con una composizione media pari a $Qm_{32\pm 3} F_{64\pm 0} Lt+C_{4\pm 3}$. Tra i frammenti di roccia, i litici a grana fina (con dimensioni $< 0,0625$ mm) sono poco rappresentati e constano essenzialmente di frammenti metamorfici di basso e medio grado; meglio rappresentata è la categoria dei litici a grana grossa (con individui con dimensioni $> 0,0625$ mm) prevalentemente di natura plutono-metamorfica.

Considerata la composizione detritica principale dei campioni alto-miocenici esaminati, con valori ricadenti nel campo delle arcose ideali, e la natura plutono-metamorfica dei frammenti di roccia costituenti lo scheletro arenitico, è verosimile ipotizzare che durante il Miocene superiore il Massiccio Silano, già emerso nell'Oligocene–Miocene inferiore (Thomson, 1994), costituisse l'unico margine attivo del bacino.

Quattordici campioni sono stati prelevati in corrispondenza di livelli di sabbie grossolane appartenenti all'unità conglomeratico-sabbiosa P^{cl-s}_{1-2} , affiorante nell'area compresa fra Vaccarizzo e S. Sisto dei Valdesi. Lanzafame e Zuffa (1976) ascrivono questi

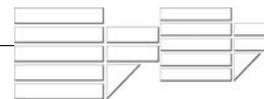


depositi al Pliocene medio; tuttavia gli Autori ipotizzano che, nell'area di Vaccarizzo, i livelli basali dell'unità possano essere attribuiti al Pliocene inferiore.

Di questi campioni, tre sono stati presi lungo un taglio stradale a sud del centro abitato di Vaccarizzo; gli altri undici sono stati prelevati, invece, in località Cozzo Crocchi, a sud di Montalto. Entrambi i *set* di campioni mostrano uno scheletro detritico quarzoso-feldspatico, con un contributo in frammenti litici di natura dominatamente plutono-metamorfica. In un diagramma QmFLt la media composizionale ricade, infatti, nel campo delle arcose litarenitiche, con valori pari a $Q_{m39\pm4} F_{43\pm2} L_{t18\pm3}$ per i campioni di Vaccarizzo e $Q_{m35\pm7} F_{46\pm10} L_{t+C_{20\pm6}}$ per quelli di Cozzo Crocchi. Tra i litici a grana fina risultano abbondanti, in entrambe le *petrofacies*, frammenti di metamorfiti di basso e medio grado ed in minor misura siltiti. Frammenti di plutoniti, metamorfiti di alto grado e di areniti caratterizzano i litici a grana grossa. In soli due campioni, relativi alla sezione di Cozzo Crocchi, tra i litici sedimentari ricorrono frammenti di natura carbonatica; si tratta di grani sparitici e micritici, fossili e singoli spati di calcite di evidente origine extrabacinale.

Considerata la composizione media ancora dominatamente quarzoso-feldspatica dei campioni arenitici sia di Vaccarizzo che di Cozzo Crocchi e la natura plutono-metamorfica dei frammenti di roccia caratterizzanti lo scheletro detritico dei campioni esaminati, è verosimile ipotizzare che durante il Pliocene inferiore-medio l'apporto detritico al bacino provenisse ancora dominatamente dal margine silano. Questa considerazione, suggerita dai dati ottenuti dall'analisi microscopica, trova conferma nelle osservazioni di campagna sulla natura esclusivamente cristallino-metamorfica e mai sedimentaria dei ciottoli conglomeratici affioranti nell'area studiata. L'assenza di apporto carbonatico grossolano suggerisce, infatti, che nel Pliocene inferiore-medio la Catena Costiera ancora non fosse emersa o, quantomeno, non costituisse un rilievo tale da giustificare un simile apporto.

Quattro campioni sono stati prelevati in località Cozzo Pollice, in corrispondenza di livelli calcarenitici appartenenti all'unità P_{2-3}^s . La successione, caratterizzata da calcareniti ben cementate e sabbie brune a dominante componente bioclastica, poggia su argille marnose grigio-azzurre ascritte da Lanzafame e Zuffa (1976) al Pliocene superiore. Gli stessi Autori attribuiscono all'unità P_{2-3}^s un'età infra-pleistocenica; tuttavia i livelli basali della stessa sono ascritti al passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. In un diagramma composizionale

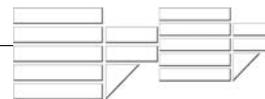


QmFLt+C le mode detritiche relative ai campioni di Cozzo Pollice ricadono nel campo delle arcose litarenitiche, con valori medi pari a $Qm_{27\pm3}F_{39\pm5}Lt+C_{35\pm6}$. Lo scheletro arenitico dei campioni esaminati è caratterizzato da grani di quarzo e feldspati, ma la categoria dei litici risulta comunque abbondante. La componente silicoclastica è ben rappresentata, ma un rilevante contributo è dato da frammenti di carbonati di natura sia intrabacinale (CI) che extrabacinale (NCE), come evidenziano le mode composizionali ($NCE_{66\pm14}CE_{18\pm2}CI_{16\pm12}$). Tra i litici a grana fina ricorrono frammenti di rocce metamorfiche di basso e medio grado; ben più abbondanti risultano essere i litici sedimentari, costituiti quasi esclusivamente da grani di calcite di provenienza extrabacinale ($Lm_{14\pm4}Lv_0Ls+C_{86\pm4}$). Anche tra i litici a grana grossa il contributo in frammenti sedimentari (grani di calcite) risulta dominante rispetto ai frammenti plutono-metamorfici.

I campioni di Cozzo Pollice (Pliocene sup.-Pleistocene inf.), benché da un punto di vista strettamente classificativo risultino essere delle arcose litarenitiche così come i campioni infrapliocenici di Cozzo Crocchi, in realtà mostrano un'importante differenza composizionale, rappresentata dal considerevole contributo in grani calcitici di origine extrabacinale. Considerata la natura carbonatica e la provenienza esterna al bacino di deposizione di questa componente detritica, non evidenziata nei campioni delle sottostanti unità, è necessario ipotizzare la comparsa di nuova area fonte al passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. E' verosimile ipotizzare che il sollevamento della Catena Costiera sia iniziato nel Pliocene superiore, per effetto di sistemi di faglie meridiani (Lanzafame & Tortorici, 1981; Tortorici *et al.*, 1995; Tansi *et al.*, 2007). L'assenza di detrito grossolano suggerisce, tuttavia, che in queste fasi la Catena Costiera presentasse ancora dislivelli non elevati, ma sufficienti per l'impostazione di un sistema di drenaggio trasversale al bacino capace di disseccare le coperture mioceniche ormai emerse.

7.1.2 – SEZIONE DI NOGIANO – SAN FILI

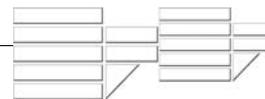
L'analisi petrografica modale è stata eseguita su un totale di quattordici sezioni sottili, ricavate da altrettanti campioni arenitici prelevati nell'area di Nogiano – San Fili.



Nove campioni sono stati prelevati lungo un taglio stradale nei dintorni dell'abitato di Nogiano, ad est di Rende in corrispondenza di livelli di sabbie e arenarie debolmente cementate a grana fina (Nogiano inferiore), che poggiano sulle argille supra-plioceniche P^a_{1-2} . Le sabbie e arenarie a cemento calcareo passano verso l'alto a calcareniti a dominante componente bioclastica (Nogiano superiore) in corrispondenza delle quali sono stati prelevati tre campioni. Due campioni sono stati presi lungo una successione di calcareniti ben cementate, affiorante lungo la S.S. 107 direzione San Fili, in continuità laterale con le calcareniti di Nogiano. Le sabbie e arenarie a cemento calcareo e calcareniti di Nogiano e San Fili sono eteropiche con le sabbie e calcareniti di Cozzo Crocchi della sezione di Vaccarizzo-Montalto ed appartengono all'unità P^s_{2-3} , ascritta al passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

In un diagramma composizionale $QmFLt+C$ le mode detritiche relative ai tre *set* di campioni sono diversamente distribuite. In particolare, i campioni relativi alla porzione inferiore di Nogiano ricadono nel campo delle arcose litarenitiche con valori medi pari a $Qm_{48\pm 2}$ $F_{28\pm 4}$ $Lt+C_{25\pm 4}$, mentre i campioni relativi alle calcareniti della porzione superiore ricadono nel campo delle litareniti arcose con valori pari a $Qm_{26\pm 6}$ $F_{25\pm 10}$ $Lt+C_{49\pm 16}$. La media composizionale delle calcareniti di San Fili si colloca, invece, al limite tra le arcose litarenitiche e le litareniti arcose con valori pari a $Qm_{26\pm 5}$ $F_{38\pm 5}$ $Lt+C_{36\pm 9}$, comparabili con i valori medi delle calcareniti di Nogiano. Le principali differenze composizionali tra le sabbie ed arenarie della porzione inferiore di Nogiano e le calcareniti della porzione superiore di Nogiano e di San Fili constano principalmente in un diverso rapporto tra quarzo e feldspati rispetto ai litici e nel contenuto volumetrico in bioclasti. Nel passaggio verticale dalle sabbie ed arenarie verso le calcareniti si evidenzia, infatti, un incremento in frammenti litici e in carbonati sia intra che extrabacinali.

Considerati i rapporti di eteropia di questi depositi con le calcareniti di Cozzo Pollice è plausibile effettuare le medesime considerazioni espone per la sezione Vaccarizzo-Montalto, ipotizzando nel Pliocene superiore il sollevamento della Catena Costiera e la costituzione, quindi, del margine occidentale del bacino da cui deriverebbero gli apporti carbonatici, legati all'erosione delle coperture mioceniche.



7.1.3 – SEZIONE DI MONGRASSANO – SAN MARCO ARGENTANO

L'analisi petrografica modale è stata eseguita su un totale di tredici sezioni sottili, ricavate da altrettanti campioni arenitici prelevati nell'area compresa tra San Marco Argentano e Mongrassano. Tre campioni sono stati prelevati nei pressi dell'abitato di San Marco Argentano, dieci campioni sono stati presi presso un taglio stradale esposto lungo la provinciale che conduce al centro di Mongrassano. Si tratta di sabbie ed arenarie debolmente cementate di colore bruno-chiaro, a volte ben stratificate appartenenti all'unità P_{2-3}^s , ascritta al passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

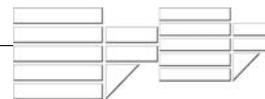
Benché i campioni appartengano alla medesima unità, da un punto di vista compositivo le mode detritiche relative alle due sezioni campionate si differenziano considerevolmente. La media di entrambi i set di campioni ricade nel campo delle litareniti arcose, ma in un diagramma QmFLt le percentuali relative dei principali costituenti mostrano differenti valori, rispettivamente $Qm_{57\pm5}$ $F_{21\pm4}$ $Lt+C_{23\pm7}$ per Mongrassano e $Qm_{24\pm1}$ $F_{21\pm4}$ $Lt+C_{55\pm3}$ per San Marco Argentano.

Le mode detritiche relative ai campioni di Mongrassano si discostano dalle medie composizionali di tutte le altre sezioni plioceniche studiate soprattutto per un maggiore contenuto relativo in quarzo, denotando una maggiore maturità sia compositiva che tessiturale, dovuta, probabilmente ad apporti più localizzati.

Le mode detritiche relative ai campioni di San Marco Argentano sono, invece, del tutto simili alle medie composizionali relative alle calcareniti di Nogiano.

7.1.4 – SEZIONE DI MENDICINO E DESTRA CRATI

In totale sono stati prelevati undici campioni, dei quali tre lungo la provinciale che conduce da Serra Spiga a Mendicino, gli altri campioni sono stati prelevati tutti in destra del Fiume Crati, nei dintorni dei centri abitati di Luzzi, Rose e lungo il F. Arente. Tutti i campioni costituiscono la porzione sommitale dell'unità P_{2-3}^s , ascritta al passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.



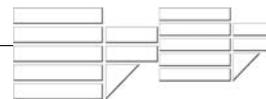
I campioni di Mendicino sono descritti parallelamente ai campioni prelevati in destra Crati in quanto mostrano caratteristiche composizionali del tutto analoghe. Le mode detritiche sono concentrate nel campo delle arcose litarenitiche, ad eccezione di due soli campioni.

Benché stratigraficamente i campioni di Mendicino e destra Crati corrispondano alle porzioni sommitali dell'unità P_{2-3}^s e di conseguenza alle calcareniti di Nogiano superiore, da un punto di vista strettamente composizionale, fatta eccezione per l'assenza di apporti carbonatici, sono del tutto simili alle sabbie ed arenarie di Nogiano inferiore (porzione basale dell'unità P_{2-3}^s) e alle sabbie di Vaccarizzo e Cozzo Crocchi (unità P_{1-2}^{cl-s}). Ciò che caratterizza questi campioni è, quindi, l'assenza di *trend* di differenziazione composizionale nel corso del Pliocene-Pleistocene inferiore, caratteristica riscontrata, invece, nelle altre sezioni plioceniche studiate.

E' plausibile ipotizzare che nel Pliocene inferiore-medio l'unico margine attivo del bacino fosse il Massiccio Silano, mentre, in accordo con Lanzafame e Tortorici (1981), il margine occidentale dell'attuale bacino del Crati fosse sommerso e soltanto la porzione più meridionale della Catena Costiera iniziasse a delinarsi, sotto il controllo di due sistemi di faglie orientate NO-SE e NE-SO. Nel corso del Pliocene superiore dislocazioni N-S determinano ad occidente il sollevamento e la strutturazione della Catena Costiera e la chiusura del bacino del Crati verso il Tirreno mentre, ad oriente, l'asse del bacino di sedimentazione si sposta verso est. In questa fase la Catena Costiera presenta dislivelli non elevati. Al passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore l'impostazione di sistemi di drenaggio trasversali al bacino comporta l'incisione e conseguente erosione della copertura miocenica, determinando le modificazioni composizionali precedentemente esposte nelle successioni studiate in sinistra del Crati. Le successioni studiate in destra Crati non mostrano modificazioni composizionali perché alimentate unicamente dal margine silano.

7.2 – PETROFACIES DELLE SUCCESSIONI PLEISTOCENICHE

Le successioni pleistoceniche campionate sono ubicate in sinistra del Fiume Crati, nell'area compresa tra i centri abitati di Sartano e Taverna di Montalto. Si tratta di diversi



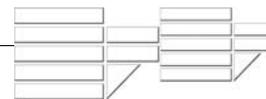
sistemi deltizi appartenenti al riempimento pleistocenico della Valle del Fiume Crati ed interpretati come sistemi di *fan-delta* tipo Gilbert (Colella *et al.*, 1987; Colella, 1988). In riferimento a Young & Colella (1988), l'età dei sistemi deltizi esaminati dovrebbe essere non più antica dell'Emiliano, essendo le sottostanti argille ascritte al Santermiano-Emiliano dagli stessi Autori.

In totale sono stati prelevati 32 campioni lungo i tagli artificiali di cinque diverse cave, in particolare, sei campioni sono stati presi nelle cave di Cozzo la Torre, Cozzo Carbonaro e Cozzo di Piro, diciotto in località Arciacono e otto in località Ministalla.

7.2.1 – CAVA DI COZZO LA TORRE – COZZO CARBONARO – COZZO DI PIRO

Per ciascuna delle tre cave esaminate sono stati prelevati due campioni, dei quali, rispettivamente, uno in corrispondenza dei livelli basali, l'altro in corrispondenza dei livelli sommitali. La scelta di prelevare soltanto due campioni è dettata dalla ridotta esposizione dei tagli esaminati. Tuttavia, è stato comunque possibile effettuare un confronto tra le tre cave esaminate e l'individuazione di un particolare *trend* composizionale evidenziato nei tre *set* di campioni. Sebbene, infatti, da un punto di vista strettamente classificativo i sei campioni ricadano nel campo delle arcose litarenitiche di un diagramma composizionale QmFLt+C, al passaggio verticale dai depositi basali a quelli sommitali, nei tre sistemi deltizi di Cozzo la Torre, Cozzo Carbonaro e Cozzo di Piro si assiste ad un progressivo decremento nell'abbondanza relativa di quarzo, a vantaggio di un progressivo incremento relativo in litici, soprattutto litici sedimentari di natura dolomitica. La particolarità che contraddistingue i depositi deltizi esaminati in sinistra di Valle Crati è, infatti, una evidente e massiccia presenza di clasti sedimentari di natura dolomitica non riscontrata nei depositi pliocenici.

Considerata l'età dei sistemi deltizi studiati tardo-pleistocenica inferiore e l'assenza di frammenti dolomitici nei campioni del Pliocene sup.-Pleistocene inferiore esaminati, è plausibile ipotizzare che al passaggio Pleistocene inferiore-medio si sia verificato il forte sollevamento della Catena Costiera e che i sistemi di drenaggio trasversali al Bacino del Crati abbiano catturato per erosione regressiva precedenti paleodrenaggi diretti N-S, dei quali è ancora possibile individuarne evidenze sia morfologiche che stratigrafiche. L'area sorgente da



cui si ipotizza derivino gli apporti dolomitici è la zona di Monte Cocuzzo, localizzata, attualmente, ad una distanza di poche decine di chilometri dai depositi pleistocenici esaminati.

7.2.2 – CAVA DI ARCIACONO

Data la particolare esposizione dei tagli artificiali esaminati per il sistema deltizio di Arciacono, è stato possibile individuare due distinte popolazioni, rappresentate da quattordici campioni presi in corrispondenza delle unità di *foreset* e quattro in corrispondenza delle unità di *topset*. In un diagramma QmFLt+C i due *set* di campioni mostrano differenti medie composizionali; le sabbie campionate in corrispondenza dei livelli di *foreset* ricadono, infatti, quasi interamente nel campo delle arcose, a differenza dei campioni corrispondenti ai livelli di *topset*, che si distribuiscono invece nel campo delle arcose litarenitiche. La media delle mode detritiche è rispettivamente $Qm_{42\pm5}$ $F_{47\pm3}$ $Lt+C_{11\pm5}$ per i *foreset* e $Qm_{36\pm2}$ $F_{38\pm8}$ $Lt+C_{26\pm10}$ per i *topset*. Confrontando i valori medi relativi alle due famiglie di campioni è possibile riconoscere un *trend* di variazione, caratterizzato da una diminuzione in volume dei grani di quarzo e feldspati ed un parallelo incremento in frammenti litici. In entrambe le popolazioni di campioni lo scheletro detritico è dominatamente caratterizzato da grani silicoclastici, tuttavia il passaggio dai livelli di *foreset* ai livelli di *topset* è contraddistinto da un notevole arricchimento in frammenti carbonatici, prevalentemente di natura dolomitica.

Questa variazione composizionale dai *foreset* ai *topset* evidenzia come, nell'ambito dello stesso sistema deltizio, sia ancora apprezzabile il *trend* di arricchimento in frammenti dolomitici già rilevato negli altri sistemi deltizi esaminati.

7.2.3 – CAVA DI MINISTALLA

La cava di Ministalla è caratterizzata da due distinti sistemi deltizi sovrapposti, su cui poggia, mediante troncatura erosiva, un'alternanza di livelli sabbioso-limosi, a giacitura suborizzontale. Tre campioni sono stati presi in corrispondenza del sistema più antico, quattro in corrispondenza del sistema più recente ed uno in corrispondenza degli strati sabbiosi di chiusura. In un diagramma QmFLt le composizioni modali, relative ai campioni del sistema



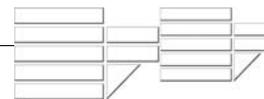
deltizio più antico, si distribuiscono tra il campo delle arcose litarenitiche e le litareniti arcosiche. Tuttavia, tenendo conto della collocazione spaziale dei tre campioni nel sistema deltizio è possibile osservare come il passaggio verticale, dal basso verso l'alto, sia caratterizzato da variazioni composizionali, contrassegnate da *trend* relativi di arricchimento in materiali di natura carbonatica, dominatamente dolomitica. Cinque campioni sono stati prelevati in corrispondenza del sistema più giovane e dei livelli sabbiosi di chiusura. Le mode detritiche relative sono distribuite tra il campo delle litareniti arcosiche e le arcose litarenitiche. Sebbene i campioni, prelevati in senso verticale lungo i vari livelli di *foreset*, mostrino delle variazioni composizionali discontinue, tuttavia è possibile evidenziare un *trend* composizionale del tutto opposto a quello osservato per i campioni del sistema sottostante. Tendenzialmente, infatti, i campioni mostrano un forte decremento nel contributo sedimentario di natura carbonatica. Nel campione DF6 il contributo in clasti carbonatici è addirittura nullo. Il decremento in clasti di natura sia calcitica che dolomitica, fino alla completa sparizione, potrebbe indicare la disattivazione degli apporti da parte dell'area sorgente.

Considerata l'età del sistema deltizio più antico della cava di Ministalla tardo-pleistocenica inferiore è plausibile ipotizzare che durante il Pleistocene inferiore-medio fossero attivi sistemi di drenaggio trasversali al bacino del Crati, che per erosione regressiva abbiano catturato precedenti paleodrenaggi diretti N-S da cui si ipotizza provenga l'apporto dolomitico da Monte Cocuzzo. La disattivazione degli apporti carbonatici, evidenziata dai *trend* composizionali dei campioni del sistema deltizio più recente di Ministalla, sarebbe legata alla disattivazione dei sistemi di drenaggio N-S per cattura tirrenica. Attualmente, infatti, tutti i sistemi drenanti l'area di monte Cocuzzo sono diretti verso il mar Tirreno.

7.3 – CONGLOMERATO CARBONATICO

L'ipotesi avanzata secondo cui l'area fonte degli apporti dolomitici sia da ricercarsi nella regione di Monte Cocuzzo è avvalorata da evidenze di natura sia morfologica che stratigrafica.

Le evidenze morfologiche sono rappresentate dall'esistenza in Catena Costiera di valli sospese a dolce gradiente che si raccordano alla superficie sommitale. Queste paleomorfologie



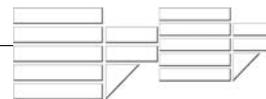
si sviluppano longitudinalmente all'asse della catena, per poi deviare trasversalmente al bacino, per erosione regressiva. La presenza di depositi fluviali, caratterizzati da conglomerati a clasti dolomitici come riempimento di queste paleovalli in Catena Costiera, costituisce un'importante evidenza stratigrafica sulla provenienza di tali apporti.

Un campione di conglomerato a clasti carbonatici è stato prelevato in catena Costiera, nei dintorni di Cozzo Sprovieri, lungo il riempimento della paleovalle che da Monte Cocuzzo si sviluppa verso San Fili – Rende. Una sezione sottile è stata realizzata per la determinazione della composizione modale della matrice del conglomerato, mentre su uno dei clasti dolomitici sono state effettuate analisi di tipo geochimico.

7.4 – CONSIDERAZIONI PALEOGEOMORFOLOGICHE

I dati petrografici, relativi ai campioni pliocenici prelevati in sinistra del Bacino del Crati, evidenziano una composizione dominatamente quarzoso-feldspatica ed una natura plutono-metamorfica e, solo subordinatamente, sedimentaria dei frammenti di roccia caratterizzanti lo scheletro detritico; inoltre, le osservazioni di campagna sulla frazione ghiaiosa di natura esclusivamente cristallino-metamorfica e mai carbonatica suggeriscono che durante il Pliocene inferiore-medio l'unico margine attivo, in grado di alimentare il bacino, fosse il Massiccio Silano. Ciononostante, non è da escludere l'ipotesi che la Catena Costiera, fosse già emersa e costituisse un rilievo poco pronunciato, caratterizzato da bassi dislivelli e prossimo al livello di base dell'erosione (figura 7.1 a).

Queste considerazioni consentono di ipotizzare che in queste fasi abbia avuto inizio il modellamento della paleosuperficie. Attualmente, infatti, è possibile osservare, in posizione apicale in Catena Costiera, la presenza di superfici topografiche a basso gradiente, limitate da scarpate e/o versanti acclivi, sospese rispetto all'attuale livello di base. Si tratta di lembi residui di precedenti morfologie, la cui formazione potrebbe essere legata a vari processi di spianamento che hanno agito durante periodi di relativa stabilità dei livelli di base. Benché la correlazione tra queste morfologie mature sia complicata dalla tettonica, per effetto di sollevamenti differenziali tra i vari blocchi e dell'erosione selettiva che agisce sui vari litotipi affioranti, è possibile, tuttavia, sulla base dei caratteri morfologici (estensione, posizione



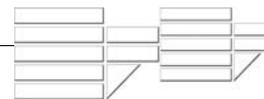
altimetrica, caratteristiche della superficie) ottenere la restituzione di un paleopaesaggio unitario e l'identificazione di una paleosuperficie sommitale a quote variabili tra 1000 e 1200 metri s.l.m.

A nord di Monte Cocuzzo, ad esempio, lembi della paleosuperficie, di forma dominatamente allungata e subpianeggiante con direzione prevalente N-S e pendenze variabili tra il 3% e il 13%, sono individuabili a quote comprese tra i 1250 ed i 1000 metri s.l.m. Queste morfologie, limitate da versanti di faglia regolarizzati, caratterizzati da media acclività (25-30°) e da un profilo concavo, sono indicative di un suo elevato grado di maturità non correlabile con le morfologie dei versanti bordieri. Le paleomorfologie sono diffusamente impostate su rocce cristalline di basamento, ma, nell'area compresa tra Cozzo Coscarella, Cozzo Cardonetto e Cozzo Sprovieri, esse tagliano i depositi miocenici. Talora i lembi coincidono con una superficie litostrutturale (Formazione del Calcere di Mendicino), caratterizzata dalla presenza di forme carsiche (doline, uvala). L'esistenza di un paleodrenaggio verso i quadranti settentrionali è ulteriormente sottolineato dalla presenza, in Catena Costiera, di valli a dolce gradiente, valli sospese e valli tronche, correlabili al modellamento della paleosuperficie.

Queste evidenze morfologiche trovano riscontro anche nei dati petrografici relativi ai campioni del Pliocene sup.-Pleistocene inf. studiati. Tutti i campioni esaminati sono caratterizzati, infatti, dalla presenza di un forte contributo in clasti carbonatici sedimentari (CE) e mostrano, in generale, *trend* continui di arricchimento verticali.

Considerata la natura carbonatica e la provenienza esterna al bacino di deposizione di questa componente detritica, non evidenziata nei campioni delle sottostanti unità, è necessario ipotizzare l'erosione delle coperture mioceniche della Catena Costiera (Calcere di Mendicino), localizzate a sud-ovest delle aree campionate. L'assenza di detrito grossolano confermerebbe, inoltre, che in queste fasi la Catena Costiera presentasse ancora dislivelli non elevati.

L'inizio della sedimentazione pleistocenica coincide con una importante fase tettonica che determina una maggiore subsidenza del bacino e la deposizione di un notevole spessore di argille. L'assenza di apporto sedimentario grossolano suggerisce che, nonostante l'approfondimento del bacino di sedimentazione, la Catena Costiera non fosse soggetta a forti sollevamenti in questa fase. Altresì, un'ipotesi alternativa prevederebbe che la C.C. sia stata



soggetta a sollevamento e contemporaneo basculamento verso nord, in modo tale che le direzioni di drenaggio e i gradienti della paleosuperficie si mantenessero piuttosto costanti, così da inibire la sua dissezione. Comunque la strutturazione del Bacino del Crati determina lo sviluppo di un drenaggio trasversale che gradualmente disseca la catena Costiera e, per erosione regressiva cattura i paleodrenaggi meridiani ed i relativi riempimenti conglomeratici a clasti dolomitici, che in queste fasi caratterizzano la PS (figura 7.1 c).

Considerata, quindi, la presenza in corrispondenza dei lembi di paleosuperficie di depositi conglomeratici a clasti dolomitici, si ipotizza che l'area di provenienza degli apporti dolomitici sia da ricercarsi nella zona di Monte Cocuzzo, la cui strutturazione, per tettonica transpressiva (Tansi *et al.*, 2007) sarebbe riconducibile a queste fasi (figura 7.1 b).

Queste considerazioni sono supportate sia da evidenze di terreno, sia dai dati petrografici relativi ai campioni prelevati in corrispondenza dei sistemi deltizi studiati. I diversi ordini di sistemi di *fan*-delta, sovrapposti e giustapposti, campionati in sinistra del Fiume Crati mostrano già alla mesoscala una massiccia presenza di clasti dolomitici. Grani dolomitici sono abbondantemente ricorrenti anche alla microscala, come evidenziato sia dalle analisi petrografiche effettuate sulla frazione arenitica, sia dalle analisi diffrattometriche effettuate sulle polveri. Tenendo conto che in nessuno dei campioni pliocenici esaminati è stata riscontrata l'occorrenza di grani dolomitici, sia alla micro che alla macroscala, è verosimile ipotizzare la comparsa di una nuova area-fonte dolomitica al passaggio Pliocene sup.-Pleistocene inferiore.

I depositi di chiusura del Bacino del Crati non mostrano apporti di natura dolomitica, pertanto è plausibile ipotizzare che l'alimentazione del bacino sia stata attiva almeno fino al Pleistocene medio, fino alla disattivazione dei drenaggi meridiani per cattura tirrenica, conseguenza del forte sollevamento della Catena Costiera. La presenza, infatti, sul lato tirrenico della C.C. di più generazioni di depositi alluvionali sospesi rispetto all'attuale livello di base (Robustelli *et alii* 2005) suggerisce che la Catena Costiera sia stata soggetta ad un forte sollevamento che ha determinato il modellamento di un paesaggio fortemente controllato dalla tettonica.

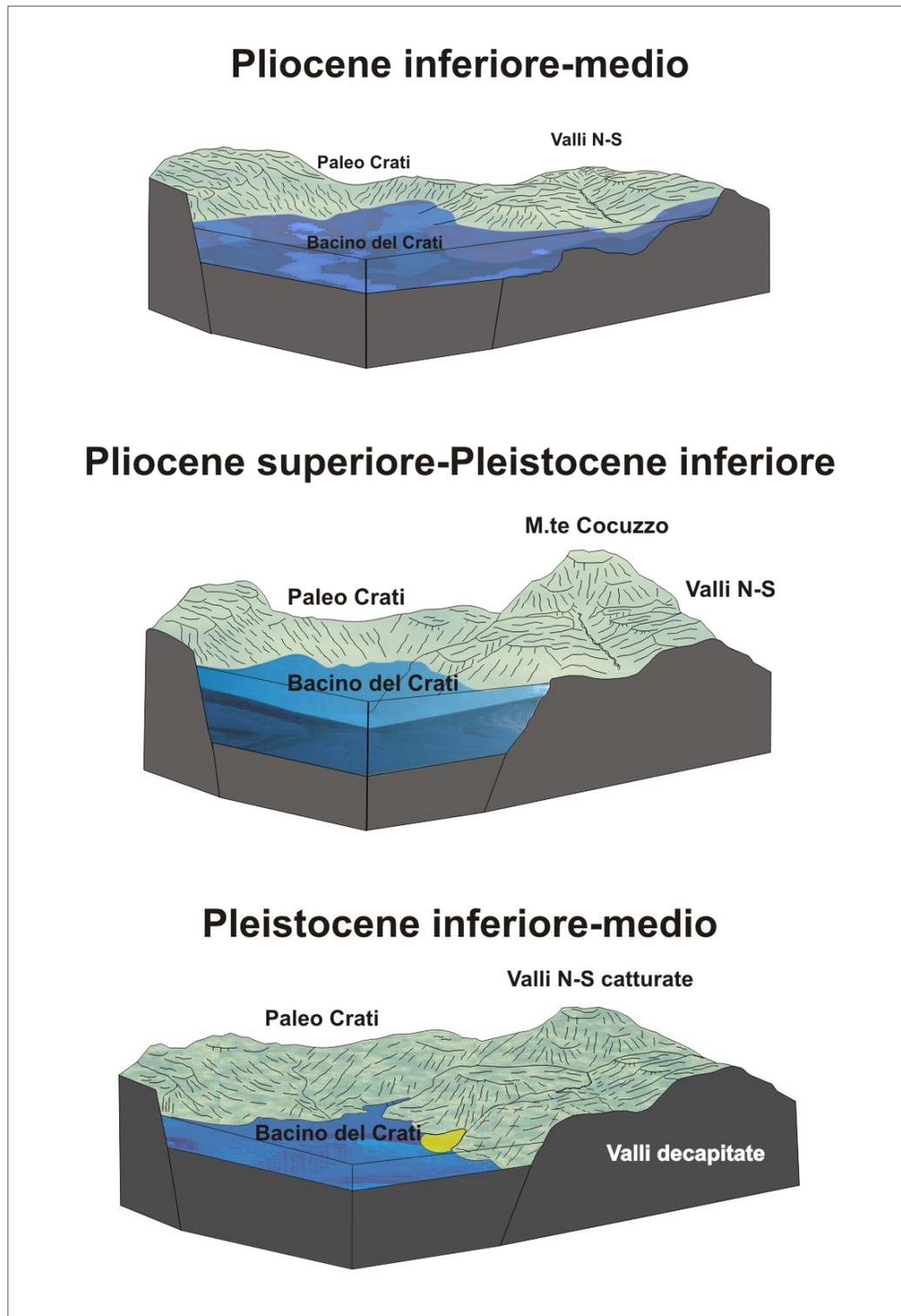
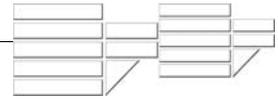


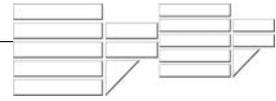
Figura 7.1 – Schema evolutivo del Bacino del Crati nel Plio-Pleistocene.

CONCLUSIONI

Durante lo sviluppo di questo tema di ricerca si è cercato di caratterizzare da un punto di vista composizionale e tessiturale i depositi plio-pleistocenici della media valle del Fiume Crati. Sulla base delle osservazioni di campagna, dei dati petrografici e geochimici è stato possibile definire le aree di provenienza dei depositi studiati, e tenendo conto del controllo operato dalla tettonica sull'evoluzione del bacino del Crati e dei suoi margini si è tentato di definire i cambiamenti paleoambientali che hanno caratterizzato questo settore dell'Arco Calabro durante il Plio-Pleistocene.

I dati petrografici relativi ai campioni infra-medio pliocenici prelevati in sinistra del Bacino del Crati evidenziano una composizione dominatamente quarzoso-feldspatica per la frazione arenitica. Lo scheletro detritico è caratterizzato da un contributo in frammenti litici di natura dominatamente plutono-metamorfica. In un diagramma QmFLt la media composizionale ricade, infatti, nel campo delle arcose litarenitiche. Tra i litici a grana fina risultano abbondanti i frammenti di metamorfiti di basso e medio grado ed in minor misura siltiti. Frammenti di plutoniti, metamorfiti di alto grado e di areniti caratterizzano i litici a grana grossa. In soli due campioni, tra i litici sedimentari, ricorrono frammenti di natura carbonatica; si tratta di grani sparitici e micritici, fossili e singoli spati di calcite di evidente origine extrabacinale.

I dati petrografici relativi ai campioni di età Pliocene sup.-Pleistocene inf. evidenziano mode composizionali distribuite tra il campo delle arcose litarenitiche e le litareniti arcosiche. I grani che costituiscono lo scheletro detritico sono di tipo silicoclastico, ma il contributo volumetrico rappresentato dalla componente litica inizia ad essere alquanto rilevante, soprattutto per quanto riguarda il detrito di natura sedimentaria. I litici sedimentari (Ls+C) risultano essere molto più abbondanti rispetto ai frammenti a grana fina di natura metamorfica (Lm) e tra questi l'apporto sedimentario più significativo è dato da frammenti di carbonati di natura extrabacinale (CE). Nell'ambito di tali depositi, in particolare, il passaggio verticale dai livelli basali ai livelli sommitali è caratterizzato da evidenti *trend* di arricchimento in frammenti litici e in carbonati sia intra che extrabacinali. La natura dei frammenti carbonatici



è sempre esclusivamente calcitica e mai dolomitica, come evidenziano sia l'analisi petrografica che l'analisi diffrattometrica.

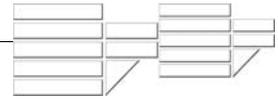
La presenza di apporti dolomitici contraddistingue, invece, tutti i depositi dei sistemi di *fan*-delta studiati in sinistra del Crati, ad eccezione di quelli di chiusura. La presenza di clasti dolomitici è stata evidenziata sia alla mesoscala dalle osservazioni di terreno, sia alla microscala dalle indagini petrografiche effettuate sia sulla frazione arenitica, sia sulle polveri e dalle indagini geochimiche.

I dati petrografici evidenziano per i campioni prelevati in corrispondenza dei sistemi deltizi più antichi mode composizionali distribuite tra il campo delle arcose e le litareniti arcosiche. Il passaggio verticale, dal basso verso l'alto, è caratterizzato da variazioni composizionali, contrassegnate da *trend* relativi di arricchimento in materiali di natura sedimentaria, costituito quasi interamente da detrito carbonatico (calcite e dolomite), in minima parte da silicoclasti.

Le mode detritiche relative ai campioni prelevati in corrispondenza dei sistemi deltizi più recenti si distribuiscono, invece, tra il campo delle arcose litarenitiche e delle litareniti arcosiche. Lo scheletro detritico è dominatamente costituito da grani silicoclastici, di cui quarzo e feldspati restano le fasi dominanti. Tendenzialmente questi campioni mostrano un forte decremento nel contributo sedimentario di natura carbonatica, fino alla totale disattivazione, in corrispondenza dei livelli di chiusura.

I dati petrografici, inoltre, hanno permesso di delineare, seppure nelle linee generali, la scansione delle fasi di morfogenesi che hanno caratterizzato questo settore di catena appenninica. In particolare, l'evoluzione delle mode detritiche evidenzia un probabile modellamento diacronico dei paleopaesaggi che caratterizzano le aree sorgenti, contribuendo, altresì, alla loro caratterizzazione e variazione nel tempo. Ad esempio, i dati petrografici confinano abbastanza precisamente l'estrusione tettonica di Monte Cocuzzo, che sarebbe da ascrivere al Pleistocene inferiore. Le variazioni composizionali e tessiturali dei depositi esaminati evidenziano, inoltre, una modificazione dei paleodrenaggi in risposta soprattutto al sollevamento quaternario della Catena Costiera.

In definitiva, l'analisi petrografica si è rilevata, pertanto, un utile strumento per la caratterizzazione delle aree sorgenti e dei paleopaesaggi associati ai bacini quaternari.



Questo tipo di approccio unitamente all'affinamento delle tecniche di analisi per gli studi di Geologia del Quaternario potrà costituire una fase di indagine importante per una migliore scansione delle fasi morfoevolutive dell'Appennino meridionale.

RINGRAZIAMENTI

Sono profondamente grata alla Prof.^{ssa} Emilia Le Pera ed, in modo particolare, al Dott. Gaetano Robustelli per avermi seguita nel corso di questo Dottorato di Ricerca, per gli indispensabili consigli e suggerimenti, e per il continuo interesse ed impegno dimostratomi durante lo svolgimento di questa tematica.

Ringrazio tutto il personale tecnico del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria per avermi supportata durante le fasi di lavorazione dei campioni.

Sono grata alla Dott.^{ssa} Donatella Barca per la disponibilità accordatami nell'effettuare le analisi all'ICP-MS del Dipartimento di Scienze della Terra.

Un ringraziamento particolare rivolgo ai Proff. Salvatore Critelli e Lino Cirrincione ed al Dott. Francesco Muto per le proficue discussioni ed utili indicazioni offerte nella più completa disponibilità.

E' mio sentito desiderio ringraziare la Dott.^{ssa} Eloisa De Vuono per il prezioso contributo fornito nelle fasi di campagna, nell'interpretazione ed elaborazione dei dati geochimici, e per la sincera amicizia, solido appiglio in ogni momento di incertezza.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ALVAREZ W. (1976) – *A former continuation of the Alps*. Geological Society of American Bulletin, **87**, pp 891-896.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) – *L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, pp 1-60.
- BASU A. (1981) – *Weathering before the advent of land plants: evidence from unaltered K-feldspar in Cambrian-Ordovician arenites*. Geology, **9**, pp 694-709.
- BASU A. (1985) – *Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas*. In "Provenance of Arenites", G.G. Zuffa (ed.), NATO-ASI Series, **148**, pp 1-18.
- BLATT H., MIDDLETON G. & MURRAY R. (1980) – *Origin of sedimentary rocks (second edition)*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 782 pp.
- BOCCALETTI M., NICOLICH, R., TORTORICI L. (1984) – *The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean*. In Seismicity and Sedimentation. Edited by Cita M, B. & Ricci Lucchi F., Mar. Geol., **55**, pp 219-245.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) – *Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. Edited by Vai G.B. & Martini I.P., pp 287-306, Kluwer Academic Publishers.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) – *The evolution of the northern sector of the Calabria Peloritani Arc in a semiquantitative palynospastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, pp 259-274.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) – *L'age des metacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques*. Com. Ren. Acad. Sc. Paris, **317**, pp 955-962.

- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO S. (1996) – *The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europa*. IGCP Project 276, Newsletter, **6**, pp 27-90.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) – *Osservazioni sull'evoluzione miocenica dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene Inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, pp 365-393.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) – *Rocce e successioni sedimentarie*. UTET.
- BOUILLIN J.P. (1984) – *Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-maghrébides en Calabre; conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes*. Review de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, **25**, pp 321-338.
- BOUILLIN J.P., DURAND-DELGA M. & OLIVIER P. (1986) – *Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In *The Origin of Arcs*. Edited by Wezel F.C., pp 281-304, Elsevier.
- BOUSQUET J.C. & GRADJACQUET C. (1969) – *Structure de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **264**, pp 204–207.
- CAMERON K.L. & BLATT H. (1971) – *Durabilities of sands-sides schist and volcanic rock fragments during fluvial transport, Elk Creek, Black Hills, South Dakota*. Jour. Sed. Petrology, **41**, pp 565-576.
- CAROBENE L. & DAI PRÀ G. (1990) – *Genesis, chronology and tectonics of the Quaternary marine terraces of the tyrrhenian coast of northern Calabria (Italy). Their correlation with climatic variation*. Il Quaternario, **3**, pp 75-94.
- CARSON M.A. & KIRKBY M.J. (1972) – *Hillslope form and process*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, England, 475 pp.
- CATALANO S., MONACO C. & TORTORICI L. (1993) – *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Tectonics, **12**, pp 656-665.
- CELLO G., GUERRA I., TORTORICI L. & TURCO E. (1982) – *Geometry of the neotectonic stress field in the southern Italy: geological and seismological evidence*. Jour. Struct. Geol., **4**, pp 385-393.

- CELLO G., INVERNIZZI C. & MAZZOLI S. (1996) – *Structural signature of tectonic processes in the Calabrian Arc, southern Italy: Evidence from the oceanic-derived Diamante-Terranova unit*. *Tectonics*, **15**, pp 187-200.
- COLELLA A. (1988 a) – *Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati basin, southern, Italy*. In *Fan Deltas International Workshop*. Edited by Colella A., Excursion Guidebook.
- COLELLA A. (1988 b) – *Gilbert-type fan deltas in the Crati basin (Pliocene-Holocene, Southern Italy)*. In *Fan Deltas International Workshop*. Edited by Colella A., Excursion Guidebook, pp 17-77.
- COLELLA A. (1995) – *Sedimentation, deformational events and eustasy in the perityrrhenian Amantea Basin: preliminary synthesis*. *Giornale di Geologia*, **57**, pp 179–193.
- COX R. & LOWE D.R. (1995) – *A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover*. *Journal of sedimentary Research*, **65**, pp 1-12.
- CRITELLI S. (1999) – *The interplay of lithospheric flexure and thrust accomodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy*. *Rendiconti di Scienze Fisiche e Naturali dell'Accademia Nazionale dei Lincei*, ser. 9, **10**, pp 257-326.
- CRITELLI S. & INGERSOLL R.V. (1995) – *Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California)*. *Sedimentology*, **42**, pp 783-804.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1994) – *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy)*. *Jour. Sed. Research*, **64**, pp 824-835.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1998) – *Post-Oligocene Sediment-Dispersal Systems and Unroofing History of the Calabrian Microplate, Italy*. *International Geology Review*, **40**, pp 609-637.
- CRITELLI S., LE PERA E. & INGERSOLL R.V. (1997) – *The effects of source lithology, transport, deposition and sampling scale on the composition of southern California sand*. *Sedimentology*, **44**, pp 653-671.

- CROOK K.A.W. (1974) – *Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites (graywackes)*. In "Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation", R.H. Dott & R.H. Shaver (eds.), S.E.P.M. Special Publication, **19**, pp 304-310.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., CERNOBORI L. & NICOLICH R. (1998) – *The CROP03 traverse: insights on post-collisional evolution of Northern Apennines*. Memorie della Società Geologica Italiana, **52**, pp 427-439.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., UTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) – *Kinematics of Western Mediterranean*. In Alpine Tectonics. Edited by Coward M.P., Dietrich D. & Park R. G. The Geological Society, Special Publications, **45**, pp 265-283.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) – *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri metrologici e composizioni modali*. ACTA NATURALIA de l'Ateneo Parmense, vol. **28**, nn. 3/4, pp. 55-101.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1974) – *Successioni sedimentarie e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, pp 559-587.
- DICKINSON W.R. (1970) – *Interpreting detrital modes of graywacke and arcose*. Jour. Sed. Petrology, **40**, 695-707.
- DICKINSON W.R. (1985) – *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In "Provenance of Arenites", G.G. Zuffa (ed.), NATO-ASI Series, **148**, pp 333-361.
- DICKINSON W.R. (1988) – *Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins*. In "New Perspectives in Basin Analysis", K.L. Kleinsphen & C. Paola, (eds.), New York, Springer-Verlag, pp. 3-25.
- DICKINSON W.R. & SUCZEK C.A. (1979) – *Plate tectonics and sandstone compositions*. A.A.P.G. Bulletin, **63**, pp 2164-2182.
- DICKINSON W.R. & VALLONI R. (1980) – *Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins*. Geology, **8**, pp 82-86.
- DIETRICH D. (1988) – *Sense of overthrust shear in the alpine nappes of Calabria (Southern Italy)*. Jour. Srtuct. Geol., **10** (4), pp 373-381.

- DICKSON T. (1990) – *Carbonate mineralogy and chemistry (Chapter 6)*. In “Carbonate Sedimentology”. Tucker, M.E., Wright, V.P. (Eds.), Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 284–313.
- DORSEY R. J. (1988) – *Provenance evolution and unroofing history of a modern arc-continent collision: evidence from petrography of Plio-Pleistocene sandstones, eastern Taiwan*. Jour. Sed. Petrology, **58**, pp 208-218.
- FOLK R.L. (1968) – *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill’s. Austin, Texas, 170 pp.
- FOLK R.L. & WARD W.C. (1957) – *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*. Jour. Sed. Petrology, **27**, pp 3-26.
- FRIEDMAN G.M. (1961) – *Distinction between dune, beach and river sands from textural characteristics*. Jour. Sed. Petrology, **31**, pp 514-529.
- GARZANTI E. (1986) – *Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic) Northern Italy*. Jour. Sed. Petrology, **56**, pp 267-275.
- GASPARINI C., IANNACONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) – *Seismotectonics of the Calabrian Arc*. Tectonophysics, **84**, pp 267-286.
- GAZZI P. (1966) – *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell’Appennino modenese; correlazioni con il Flysch di Monghidoro*. Mineralogica e Petrografica Acta, **12**, pp 69-97.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1981) – *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian arc (Southern Italy)*. Jour. Struct. Geology, **3**, pp 371-381.
- GRAHAM S.A., INGERSOLL R.V. & DICKINSON W.R. (1976) – *Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior Basin*. Jour. Sed. Petrology, **46**, pp 620-632.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) – *The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania*. Ocean Basins and Margins, **4b**, pp 257-329.
- GRANTHAM J. H. & VELBEL M.A. (1988) – *The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of Southern Blue Ridge Mountains, North Carolina*. Jour. Sed. Petrology, **58**, pp 219-227.

- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) – *Late Oligocene-Miocene syn/late-orogenic successions in western and central Mediterranean chains from Betic Cordillera to Southern Apennine*. Terra Nova, **5**, pp 525-544.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) – *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennin (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, pp 309-341.
- HEINS W.R. (1993) – *Source rock texture versus climate and topography as controls on the composition of modern, plutoniclastic sand*. In “Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments”, Johnsson M.J. & Basu A. (eds.), Geol. Soc. Am., **284**, pp 135-145.
- IANNACE A., BONARDI G., D'ERRICO M., MAZZOLI S., PERRONE V. & VITALE S. (2005) – *Structural setting and tectonic evolution of the Apennine Units of northern Calabria*. C. R. Geoscience, **337**, pp 1541–1550.
- IBBEKEN H & SCHLEYER R. (1991) – *Source and sediment. A case study of provenance and mass balance at an active plate margin (Calabria, southern Italy)*. Springer-Verlag, Berlin, 286 pp.
- INGERSOLL R.V., BULLARD T.F., FORD R.L., GRIMM J.P., PICKLE J.D. & SARES S.W. (1984) – *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. Jour. Sed. Petrology, **54**, pp 103-116.
- JAMES W.C., MACK G.H. & SUTTNER L.J. (1981) – *Relative alteration of microcline and sodic plagioclase in semi-arid and humid climates*. Jour. Sed. Petrology, **51**, pp 151-164.
- JOHNSSON M.J. (1990) – *Tectonic versus chemical- weathering controls on the compositions of fluvial sands in tropical environments*. Sedimentology, **37**, pp 713-726.
- JOHNSSON M.J. (1993) – *The system controlling the compositions of clastic sediments*. In “Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments”, Johnsson M.J. & Basu A. (eds.), Geol. Soc. Am., **284**, pp 1-19.
- JOHNSSON M.J. (1992) – *Chemical weathering controls on nsand composition*. Encyclopedia of Earth System Science, **1**, 455-466.

- JOHNSSON M.J. & STALLARD R.F. (1989) – Physiographic controls of the compositions of fluvial sands derived from volcanic and sedimentary terrains on Barro Colorado Islands, Panama. *Jour. Sed. Petrology*, **59**, pp 768-781.
- JOHNSSON M.J., STALLARD R.F. & LUNDBERG.N. (1991) – Controls of compositions of fluvial sands in tropical weathering environments: sands of Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**, pp 1622-1647.
- JOHNSSON M.J., STALLARD R.F. & MEADE R.H. (1988) – First cycle quartz arenites in the Orinoco River Basin: Venezuela and Colombia: *Journal of Geology*, **96**, pp 263-277.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) – *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc*. *Tectonics*, **10**, pp 1164-1172.
- KRAUSKOPF K.B. & BIRD D.K. (1995) – *Introduction to Geochemistry*. Third ed. McGraw-Hill, New York, 647 pp.
- KRETZ R. (1982) – *A model for distribution of trace elements between calcite and dolomite*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, pp 1981-1999.
- KRUMBEIN W.C. (1938) – Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve. *Jour. Sed. Petrology*, **8**, pp 84-90.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1981) – *La tettonica recente della Valle del Fiume Crati (Calabria)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **48**, pp 11-21.
- LANZAFAME G. & ZUFFA G.G. (1976) – *Geologia e petrografia del Foglio di Bisignano (Bacino del Crati, Calabria)*. *Geologica Romana*, **15**, pp 223-270.
- LE PERA E. & CRITELLI S. (1997) – *Sourceland controls on the composition of beach and fluvial sand of the northern Tyrrhenian coast of Calabria, Italy: implications for actualistic petrofacies*. *Sed. Geology*, **110**, 81-97.
- MACK G.H. (1978) – *The survivability of labile light-minerals grain in fluvial, aeolian and littoral marine environments: the Permian Cutler and Cedar Mesa formations, Moab, Utah*. *Sedimentology*, **25**, pp 587-604.
- MACK G.H. (1984) – *Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of North Georgia*. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, pp 212-220.

- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) – *Extension in the tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, pp 227-245.
- MASON C.C. & FOLK R.L. (1958) – Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Jour. Sed. Petrology*, **28**, pp 211-226.
- MCBRIDE E.F. & PICARD M.D. (1987) – *Downstream changes in sand compositions, roundness and gravel sizes in a short-headed, high gradient stream North Western Italy*. *Jour. Sed. Petrology*, **57**, pp 1018-1026.
- MCLAREN P. & BOWLES D. (1984) – *The effects of sediment transport on grain-size distributions*. *Jour. Sed. Petrology*, **55**, pp 457-470.
- MONACO C. & TANSI C. (1992) – *Strutture transpressive lungo la zona trascorrente sinistra nel versante orientale del Pollino (Appennino calabro-lucano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **111**, pp 291-301.
- MONACO C., TORTORICI L., NICOLICH R., CERNOBORI L. & COSTA M. (1996) – *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian Arc (Italy)*. *Tectonophysics*, **266**, pp 233–249.
- MUTO F. & PERRI E. (2002) – *Evoluzione tettono-sedimentaria del bacino di Amantea, Calabria occidentale (Tectonic-sedimentary evolution of the Amantea basin, western Calabria)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **121**, pp 1–19.
- NESBITT H.W. & YOUNG G.M. (1984) – *Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration*. *Geoch. Cosm. Acta*, **48**, pp 1523-1534.
- NESBITT H.W. & YOUNG G.M. (1989) – *Formation and diagenesis of weathering profile*. *J. Geol.*, **97**, pp 129-147.
- NESBITT H.W. & YOUNG G.M. (1996) – *Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy*. *Sedimentology*, **43**, pp 341-358.

- NESBITT H.W., YOUNG G.M., MCLENNAN S.M. & KEAYS R.R. (1996) – *Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies*. Jour. Geology, **104**, pp 525-542.
- OGNIBEN L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, pp 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) – *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geologica Romana, **12**, pp 243-585.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. & SIEVER R. (1973) – *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, 553 pp.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) – *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. Marine Geol., **74**, pp 123–150.
- RICCI LUCCHI F. (1980) – *Sedimentologia*. 3 Vol., CLUEB, Bologna.
- ROMEO M. & TORTORICI L. (1980) – *Stratigrafia dei depositi miocenici della Catena Costiera calabra meridionale e della media valle del F. Crati (Calabria) (Stratigraphy of Miocene deposits of southern Calabrian Coastal Chain and of middle R. Crati valley, Calabria)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **99**, pp 303–318.
- SCANDONE P. (1979) – *Origin of the Tyrrhenian sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, pp 27-34.
- SCANDONE P. (1982) – *Structure and evolution of Calabrian Arc*. Earth-Evolution Sc., **3**, pp 172-180.
- SUTTNER L.J. (1974) – *Sedimentary petrographic provinces: an evaluation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., **21**, pp 75-84.
- SUTTNER L.J., BASU A. & MACK G.H. (1981) – *Climate and origin of quartz arenites*. Jour. Sed. Petrology, **55**, pp 340-346
- TANSI C., MUTO F., CRITELLI S. & IOVINE G. (2007) – *Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy)*. Journal of Geodynamics, **43**, pp 393–414.
- THOMSON S.N. (1998) – *Assessing the nature of tectonic contacts using fission-track thermochronology; an example from the Calabrian Arc, southern Italy*. Terra Nova, **10** (1), pp 32–36.

- TORTORICI L. (1980) – *Osservazioni su una sintesi neotettonica preliminare della Calabria settentrionale*. Pubbl. 356 del P. F. Geodinamica, pp 811-820.
- TORTORICI L. (1982) – Lineamenti geologico-strutturali dell’Arco Calabro-Peloritano. Rendiconti SIMP, **38**, pp 927-940.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) – *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **243**, pp 37-55.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) – *La tettonica Plio-Pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, pp 519-529.
- VAI G.B. (1992) – *Il segmento Calabro-Peloritano dell’orogene ercinico. Disaggregazione palinospastica*. Boll. Soc. It., **111**, pp 109-129.
- VALLONI R. (1985) – *Reading provenance from modern marine sands*. In “Provenance of Arenites”, G.G. Zuffa (ed.), NATO-ASI Series, **148**, pp 309-332.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) – *A regional structural model for the norther sector of the Calabria Arc (Southern, Italy)*. Tectonophysics, **324**, pp 267-320.
- VEZZANI L. (1986) – *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. Atti Accademia Gioenia Sc. Nat., **6**, pp 28-84.
- WESTAWAY R. (1993) – *Quaternary uplift of Southern Italy*. Jour. Geophys. Res., **98**, pp 21741-21772.
- WESTAWAY R. (2002) – *The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust*. Tectonophysics, **348**, pp 269–318.
- WESTAWAY, R. (2006) – *Investigation of coupling between surface processes and induced flow in the lower continental crust as a cause of intraplate seismicity*. Earth Surf. Process. Landforms, **31**, pp 1480–1509.
- YERINO L.N. & MAYNARD J.B. (1984) – *Petrography of modern marine sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas*. Sedimentology, **31**, pp 83-89.
- YOUNG J. & COLELLA A. (1988) – *Calcareous nannofossils from the Crati Basin*. International Workshop on Fan Deltas, Colella A. (ed.) Excursion Guidebook.

- ZUFFA G.G. (1980) – *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sed. Petrolology, **50**, pp 21-29.
- ZUFFA G.G. (1985) – *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. In “Provenance of Arenites”, G.G. Zuffa (ed.), NATO-ASI Series, **148**, pp 165-189.
- ZUFFA G.G. (1987) – *Unravelling hinterland and offshore paleogeography from deep-water arenites*. In “Deep-Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies”, J.K. Leggett & Zuffa G.G. (eds.). London, Graham and Trotman, pp 39-61.