



UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Dipartimento di Scienze della Terra
e Geologico-Ambientali

**DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA
XXII CICLO**

Coordinatore: Prof. Roberto Barbieri

Settore scientifico-disciplinare di afferenza: Geo/02

Tesi di Dottorato

PROVENIENZA DEI SEDIMENTI ARENITICI NEL BACINO DI
TRACIA (EO-OLIGOCENE, TURCHIA NORD-OCCIDENTALE E
GRECIA NORD-ORIENTALE)

Candidata

Dott. Azzurra d'Atri

Relatore

Prof. Gian Gaspare Zuffa

Ciclo di studi 2006-2009

Alma Mater Studiorum – Università di Bologna

DOTTORATO DI RICERCA IN

SCIENZE DELLA TERRA

Ciclo XXII

Settore scientifico-disciplinare di afferenza: Geo/02

TITOLO TESI

PROVENIENZA DEI SEDIMENTI ARENITICI NEL BACINO DI TRACIA
(EO-OLIGOCENE, TURCHIA NORD-OCCIDENTALE E GRECIA NORD-
ORIENTALE)

Presentata da: **Dott. Azzurra d'Atri**

Coordinatore Dottorato

Relatore

Prof. Roberto Barbieri

Prof. Gian Gaspare Zuffa

Esame finale anno 2010

RINGRAZIAMENTI

Prima di tutto è doveroso ringraziare il mio relatore Prof. Gian Gaspare Zuffa, che mi ha supportata e consigliata per tutta la durata di questo dottorato, favorendo la mia crescita culturale e scientifica, nonché la passione per la ricerca. Il suo contributo al mio lavoro è stato essenziale per raggiungere questo importante obiettivo.

Grazie anche al Prof. William Cavazza, che con le sue continue revisioni, critiche e indicazioni mi ha indirizzata verso lo svolgimento di un lavoro migliore.

Un sentito ringraziamento devo ma soprattutto voglio farlo al Prof. Josè Arribas (e tutto il suo gruppo di ricerca), senza il quale probabilmente non avrei concluso il dottorato allo stesso modo. In un momento per me molto difficile, il suo aiuto, la sua disponibilità, ma soprattutto la sua passione mi hanno motivata a proseguire il mio lavoro al meglio delle mie capacità. Durante il soggiorno a Madrid, lui mi ha accolta come fossi a casa mia, rendendosi disponibile per qualsiasi cosa avessi bisogno, sia dal punto di vista scientifico-didattico ma soprattutto dal punto di vista “personale”. Infinitamente grazie per avermi ridato la carica e la motivazione giusta per raggiungere il mio traguardo.

Merita un ringraziamento anche il Prof. Sadoon Morad, il primo ad avermi introdotta nel mondo della diagenesi, durante il mio soggiorno ad Uppsala. Grazie per tutte le cose che mi ha insegnato.

Ringrazio anche il Prof. Aral Okay (Università di Istanbul) per l’accompagnamento e l’assistenza durante la fase di raccolta campioni in Turchia, e soprattutto per avermi fornito molte informazioni utili all’avanzamento di questo progetto di ricerca.

Grazie anche a due “tecnici” di laboratorio dell’università di Bologna, Claudio Dalmonte e Fabio Gamberini; al di là dei loro doveri sono stati sempre disponibili ad aiutarmi prontamente, soprattutto nei momenti di corsa contro il tempo, in cui il loro supporto è stato determinante. In particolare ringrazio Claudio per la pazienza, la costanza e la scrupolosità con cui mi ha assistito nella preparazione e nel conteggio dei minerali pesanti.

Al di là dei ringraziamenti formali, sicuramente la gratitudine più grande e importante va alla mia famiglia, il vero pilastro della mia vita, che mi ha sostenuta (economicamente = *pay-rents* e soprattutto moralmente) durante questi 3 anni di dottorato, permettendomi di vivere quest’esperienza al meglio delle mie possibilità.

Hanno sempre avuto fiducia nelle mie capacità, spronandomi ad andare avanti nelle mie scelte, contro tutto e tutti e di questo io ne sono e ne sarò infinitamente grata a tutti loro. Se ho raggiunto questo traguardo lo devo in primis a voi, mamma e papà.

Altro ringraziamento importante va a tutti i “colleghi” con i quali ho condiviso questi tre anni all’interno del dipartimento, persone che hanno riempito le giornate di lavoro tra pause pranzo, pause caffè, momenti goliardici di tutti i tipi, diurni e serali. Grazie ad Ilaria, Veronica, Federico, Alessio, Filippo, Antonio e Nunzia.

Tra i ringraziamenti non posso non nominare Valeria e Laura, le mie “compagne di avventura” da oramai 8 anni, amiche con le quali ho condiviso tutto il percorso universitario, anche se il dottorato ci ha “divise” geograficamente. Loro hanno sempre

ascoltato ogni mio sfogo, condividendo ogni momento bello e brutto di questo percorso, pronte ad aiutarmi e sostenermi anche nelle piccole cose. Grazie per aver condiviso anche questo traguardo insieme.

In ultimo, ma non per importanza (*last but not least*) ho piacere a ringraziare tutti i miei AMICI, le persone che fanno quotidianamente parte della mia vita (chi più chi meno) e che da sempre mi sostengono, condividendo e allietando tutte le mie giornate. Grazie a tutti voi per esserci.

PROVENIENZA DEI SEDIMENTI ARENITICI NEL BACINO DI TRACIA (EO-OLIGOCENE, TURCHIA NORD-OCCIDENTALE E GRECIA NORD-ORIENTALE)

RIASSUNTO

ABSTRACT

CAP. 1 – INTRODUZIONE 1

CAP. 2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 Inquadramento geodinamico della Turchia e del Bacino di Tracia	3
2.1.1 - Massiccio di Rodope - Strandja	5
2.1.3 – Attività vulcanica Terziaria	7
2.2 Inquadramento regionale del bacino di Tracia	10
2.3 Descrizione delle successioni stratigrafiche del Bacino di Ganos e correlazione cronostratigrafica	16
- Gökçeada	17
- Gallipoli	18
- Sud-Ganos	20
- Alexandroupolis.....	23
- Nord-Ganos e Korudağ.....	24

CAP. 3 - CAMPIONATURA E METODI

3.1 Campagna raccolta campioni.....	32
3.2 Preparazione campioni	34
3.3 Digitalizzazione carta e localizzazione dei campioni	34
3.4 Metodo di conteggio per composizione modale.....	35
3.5 Minerali pesanti	38

CAP. 4 - COMPOSIZIONE PRINCIPALE E MINERALI PESANTI:

RISULTATI

4.1 Analisi petrografica	42
4.2 Diagrammi composizionali	50
4.3 Analisi ottica minerali pesanti	53
4.4 Diagrammi minerali pesanti	56

CAP. 5 - PETROFACIES

5.1 Descrizione petrofacies	60
- Petrofacies P1	66
- Petrofacies P2	68
- Petrofacies P2a	70
- Petrofacies P3	71
- Petrofacies P4	72
- Petrofacies P5	74

CAP. 6 - DIAGENESI

6.1 Definizione	78
6.2 Compattazione.....	79
6.2.1 Compattazione meccanica.....	81
6.2.2 Compattazione chimica.....	81
6.3 Cementazione.....	82
6.4 Matrice diagenetica	88
6.5 Albitizzazione.....	89
6.6 Evoluzione della porosità	90
6.7 Conclusioni.....	93

CAP. 7 - DISCUSSIONE DEI RISULTATI

7.1 Petrofacies, aree fonte e <i>dispersal pattern</i>	94
7.2 Relazione tra composizione e ambiente tettonico	102
7.3 Schema di evoluzione del Bacino di Tracia.....	103

CAP. 8 – CONCLUSIONI..... 106

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI..... 107

APPENDICI:

Tabella A: Conteggi modali di ciascuna classe petrografica

Tabella B: Valori ricalcolati dei conteggi modali suddivisi per categorie

Tabella C: Conteggi dei minerali pesanti

Tabella D: Percentuali ricalcolate dei minerali pesanti

Carta geologica digitalizzata con legenda

RIASSUNTO

Il Bacino di Tracia è il più esteso bacino sedimentario terziario nella regione orientale dei Balcani e costituisce tutt'oggi un'importante provincia per gli idrocarburi. Esso è situato tra il massiccio del Rodope-Strandja a nord e ad ovest, il Mar di Marmara e la penisola di Biga a sud e il Mar Nero a est. E' costituito da un sistema complesso di depocentri e alti strutturali con una paleotopografia molto articolata, dimostrata dalle brusche variazioni laterali di facies. Il margine sud-orientale del bacino è ampiamente deformato dalla Faglia di Ganos, un segmento (faglia trascorrente destra) del sistema di faglie trascorrenti del sistema della faglia Nord-Anatolica.

La maggior parte dei sedimenti che riempiono il Bacino di Tracia vanno dall'Eocene all'Oligocene superiore. Lo spessore massimo dei depositi, includendo il Miocene e le coperture quaternarie, raggiunge i 9000 metri di spessore nei depocentri più profondi. La successione sedimentaria è composta principalmente da torbiditi in facies di piana di bacino (con una significativa componente vulcanoclastica), che passano verso l'alto a depositi di piattaforma e poi continentali, con facies deltizie progradanti verso il centro del bacino nell'Oligocene.

Lo scopo di questo lavoro di tesi è stato quello di stabilire la provenienza della successione clastica eo-oligocenica della parte meridionale e occidentale del Bacino di Tracia, in Turchia e in Grecia. Per comprendere e poter interpretare le variazioni della composizione in termini di provenienza ed evoluzione geodinamica del bacino sono stati utilizzati i dati composizionali di 78 campioni per l'analisi modale e 40 per i minerali pesanti.

I campioni studiati sono stati raccolti in sei località, che, da ovest verso est sono: Gökçeada, Gallipoli e Sud-Ganos (a sud della Faglia di Ganos), Alexandroupolis, Korudağ e Nord-Ganos (a nord della Faglia di Ganos). Tutti i campioni analizzati sono stati suddivisi in sei petrofacies, che sono state distinte sulla base dei dati petrografici (analisi modale e minerali pesanti) e sedimentologici (analisi di facies lungo le rappresentative sezioni stratigrafiche e paleocorrenti); ogni petrofacies è stata rappresentata e caratterizzata da un modello di dispersione dei sedimenti.

Composizionalmente il riempimento del Bacino di Tracia è costituito da arcose litiche e litareniti arcosiche, con quantità variabili di frammenti di roccia metamorfici di grado medio-basso (e anche ofioliti), litici neovulcanici e granuli carbonatici (principalmente extrabacinali). Il minerale accessorio frequente in tutte le petrofacies (quasi sempre abbondante) è la picotite.

L'insieme dei dati petrografici sulle successioni analizzate mostra un quadro di dispersione dei sedimenti ed evoluzione del bacino molto complesso, indicando una zona di alimentazione principale posta a sud del bacino, lungo le linee di sutura İzmir-Ankara e Intra-Pontide, con una possibile area fonte secondaria rappresentata dal massiccio del Rodope ad ovest. Gran parte dei sedimenti della zona di studio derivano da rocce ofiolitiche e rispettive coperture oceaniche, mentre i frammenti litici

epimetamorfici derivano dal basamento cristallino. Soprattutto nella parte meridionale del bacino è diffusa una rilevante componente vulcanica penecontemporanea nell'Eocene superiore-Oligocene, indicando un vulcanesimo post-collisionale diffuso, che si è originato in seguito alla chiusura dell'oceano Vardar. Sempre nella parte meridionale del bacino (a sud della faglia di Ganos) sono presenti importanti franamenti di materiale, testimoniati da (i) grandi olistoliti di ofioliti e carbonati all'interno della successione eocenica nella sezione Sud-Ganos e (ii) un mega olistolite di tufiti di età oligocenica nella parte alta della successione di Gallipoli (località Tayfur).

L'altra zona di alimentazione (secondaria) è rappresentata dal massiccio del Rodope (Grecia), in particolare dall'unità della Catena Circum-Rodopica, soprattutto per la presenza di rocce plutoniche (granitoidi) ed epimetamorfiti. I dati composizionali preesistenti sulla parte greca e bulgara del Bacino di Tracia sono in disaccordo con le composizioni ottenute sui sedimenti silicoclastici del Bacino di Tracia, nella parte turca, oggetto di questa tesi. Perciò una provenienza rodopiana può essere considerata principalmente per quella parte del bacino al di fuori della zona di studio, ossia la parte centrale e settentrionale, mentre per le petrofacies distinte si può solo ipotizzare (solo per la parte a nord della Faglia di Ganos) solo un'interdigitazione di alcuni strati di provenienza rodopiana all'interno della successione torbiditica (cioè un apporto secondario).

In conclusione, la più importante area fonte per i sedimenti del Bacino di Tracia è costituita dal complesso di subduzione-accrezione esumato in catena, lungo il margine meridionale del bacino (penisola di Biga e parte occidentale del Mar di Marmara). La maggior parte delle misure di paleocorrente indicano però una direzione di paleoflussi verso est, ma ciò è dovuto verosimilmente ad una deflessione dei flussi gravitativi. Questa deflessione infatti può essere spiegata considerando il forte controllo dovuto alle faglie trascorrenti sin-sedimentarie che attraversano il bacino, creando una serie di depocentri e alti strutturali che influenzano estremamente il modello di dispersione dei sedimenti e la distribuzione dei paleoambienti.

Il Bacino di Tracia è stato per diversi anni interpretato come bacino di avanarco, formatosi tra un arco vulcanico a nord e un complesso di subduzione-accrezione a sud (subduzione verso nord). Questa interpretazione è stata superata sulla base degli ultimi dati che confermano l'assenza dell'arco vulcanico cretaceo a nord e che interpretano i depositi caotici affioranti a sud di Ganos come olistoliti derivati da erosione e rimaneggiamento di un vecchio *mélange* posizionato a sud del bacino (e non come risalita del basamento ofiolitico del *mélange* formato nel prisma di accrezione).

Lo studio presentato avvalorava l'ipotesi di un'origine post-collisionale del Bacino di Tracia, dovuta ad una fase di collasso orogenico, che genera una serie di depocentri lungo la sutura Vardar-İzmir-Ankara (formata in seguito alla collisione dovuta alla chiusura dell'oceano Vardar). Si ha quindi l'arretramento della placca sul margine passivo dell'oceano Pindos (ancora aperto poco a sud del bacino) che favorendo un aumento di subsidenza, crea maggiore spazio di accomodamento per la deposizione di importanti spessori di sedimenti.

ABSTRACT

The Thrace Basin is the largest and thickest Tertiary sedimentary basin of the eastern Balkans region and constitutes an important hydrocarbon province. It is located between the Rhodope-Strandja Massif to the north and west, the Marmara Sea and Biga Peninsula to the south, and the Black Sea to the east. It consists of a complex system of depocenters and uplifts with very articulate paleotopography indicated by abrupt lateral facies variations. Its southeastern margin is widely deformed by the Ganos Fault, a segment of the North Anatolian strike-slip fault system .

Most of the Thrace Basin fill ranges from the Eocene to the Late Oligocene. Maximum total thickness, including the Neogene-Quaternary succession, reaches 9.000 meters in a few narrow depocenters. This sedimentary succession consists mainly of basin plain turbiditic deposits with a significant volcanoclastic component which evolves upwards to shelf deposits and continental facies, with deltaic bodies prograding towards the basin center in the Oligocene.

This work deals with the provenance of Eocene-Oligocene clastic sediments of the southern and western part of Thrace Basin in Turkey and Greece. Sandstone compositional data (78 gross composition analyses and 40 heavy minerals analyses) were used to understand the change in detrital modes which reflects the provenance and geodynamic evolution of the basin.

Samples were collected at six localities, which are from west to east: Gökçeada, Gallipoli and South-Ganos (south of Ganos Fault), Alexandroupolis, Korudağ and North-Ganos (north of Ganos Fault). Petrologic (framework composition and heavy-mineral analyses) and stratigraphic-sedimentologic data, (analysis of sedimentologic facies associations along representative stratigraphic sections, paleocurrents) allowed discrimination of six petrofacies; for each petrofacies the sediment dispersal system was delineated. The Thrace Basin fill is made mainly of lithic arkoses and arkosic litharenites with variable amount of low-grade metamorphic lithics (also ophiolitic), neovolcanic lithics, and carbonate grains (mainly extrabasinal). Picotite is the most widespread heavy mineral in all petrofacies.

Petrological data on analyzed successions show a complex sediment dispersal pattern and evolution of the basin, indicating one principal detrital input from a source area located to the south, along both the İzmir-Ankara and Intra-Pontide suture lines, and a possible secondary source area, represented by the Rhodope Massif to the west.

A significant portion of the Thrace Basin sediments in the study area were derived from ophiolitic source rocks and from their oceanic cover, whereas epimetamorphic detrital components came from a low-grade crystalline basement. An important penecontemporaneous volcanic component is widespread in late Eocene-Oligocene times, indicating widespread post-collisional (collapse?) volcanism following the closure of the Vardar ocean. Large-scale sediment mass wasting from south to north along the southern margin of the Thrace Basin is indicated (i) in late Eocene time by large olistoliths of ophiolites and penecontemporaneous carbonates, and (ii) in the mid-Oligocene by large volcanoclastic olistoliths. The late Oligocene paleogeographic

scenario was characterized by large deltaic bodies prograding northward (Osmançik Formation). This clearly indicates that the southern margin of the basin acted as a major sediment source area throughout its Eocene-Oligocene history.

Another major sediment source area is represented by the Rhodope Massif, in particular the Circum-Rhodopic belt, especially for plutonic and metamorphic rocks. Considering preexisting data on the petrologic composition of Thrace Basin, siliclastic sediments in Greece and Bulgaria (Caracciolo, 2009), a Rhodopian provenance could be considered mostly for areas of the Thrace Basin outside our study area, particularly in the northern-central portions of the basin.

In summary, the most important source area for the sediment of Thrace Basin in the study area was represented by the exhumed subduction-accretion complex along the southern margin of the basin (Biga Peninsula and western-central Marmara Sea region). Most measured paleocurrent indicators show an eastward paleoflow but this is most likely the result of gravity flow deflection. This is possibly considered a strong control due to the east-west-trending synsedimentary transcurrent faults which cuts the Thrace Basin, generating a series of depocenters and uplifts which deeply influenced sediment dispersal and the areal distribution of paleoenvironments.

The Thrace Basin was long interpreted as a forearc basin between a magmatic arc to the north and a subduction-accretion complex to the south, developed in a context of northward subduction. This interpretation was challenged by more recent data emphasizing the lack of a coeval magmatic arc in the north and the interpretation of the chaotic deposit which outcrop south of Ganos Fault as olistoliths and large submarine slumps, derived from the erosion and sedimentary reworking of an older mélangé unit located to the south (not as tectonic mélangé formed in an accretionary prism).

The present study corroborates instead the hypothesis of a post-collisional origin of the Thrace Basin, due to a phase of orogenic collapse, which generated a series of mid-Eocene depocenters all along the İzmir-Ankara suture (following closure of the Vardar-İzmir-Ankara ocean and the ensuing collision); then the slab roll-back of the remnant Pindos ocean played an important role in enhancing subsidence and creating additional accommodation space for sediment deposition.

1 – INTRODUZIONE

Il Bacino di Tracia è il più grande bacino eo-oligocenico della regione orientale dei Balcani, nella zona nord-occidentale della Turchia, con un'area totale di circa 15000 Km² ed uno spessore di sedimenti stimato intorno ai 5 Km, che raggiunge i 9 Km nel depocentro (Turgut et al., 1991; Görür & Okay, 1996; Siyako & Huvaz, 2007). La maggior parte del sedimento che ha riempito il bacino è costituita dalla successione eo-oligocenica di torbiditi di piana di bacino e prossimali (Siyako & Huvaz, 2007).

Esso è un complesso sistema di depocentri (Turgut et al., 1991) situato tra il massiccio di Rodope-Strandja a nord e a ovest, il Mar Nero a est e la penisola di Biga e il Mar di Marmara a sud (Fig.1.1).

La parte meridionale del bacino è attraversata dalla Faglia di Ganos, che è un segmento della faglia trasforme destra Nord-Anatolica, che si estende in direzione E-W, per circa 1500 Km, marcando il limite tra la placca Euroasiatica e quella Anatolico-Tauride; la faglia è tutto'ora attiva ed impostata probabilmente su un lineamento tettonico di età oligocenica (Zattin et al., 2005).

Nella maggior parte dei lavori e delle ricerche effettuate in questo bacino l'attenzione è stata concentrata principalmente su: potenziale petrolifero (Turgut et al., 1991; Coşkun, 2000; Hoşgörmez & Yalçın, 2005; Huvaz et al., 2005;), stratigrafia (Doust & Arikan, 1974; Önal, 1986; Sümengen & Terlemez, 1991; Turgut & Eseller, 2000; Siyako, Huvaz, 2007; Okay et al., 2009) e strutture (Sengör, 1979; Yaltırak & Alpar, 2002; Okay et al., 2004; Robertson & Ustaömer, 2004). Per quanto riguarda la composizione principale e la provenienza dei sedimenti del Bacino di Tracia i dati pubblicati sono scarsi.

Per l'origine e l'evoluzione di questo bacino sono stati proposti differenti modelli: (1) Görür & Okay (1996) propongono un bacino di tipo "*fore-arc basin*" posto tra un complesso di subduzione-accrezione a sud ed un arco vulcanico a nord; (2) Turgut et al. (1991) e Tüysüz et al. (1998) suggeriscono un bacino di tipo "*transtensional post-collisional basin*", la cui formazione sarebbe legata al movimento laterale delle microplacche Sakarya e Pontide e poi condizionata dalle faglie normali che interessano il basamento e causano subsidenza; (3) En (2002) invece considera il bacino come "*collisional backthrust basin*" legato a strutture retrovergenti del prisma di accrezione che si accavallano sulla microplacca Pontide; (4) Keskin (1974) e Perinçek (1991) infine classificano il bacino come "*intermontane basin*".

In questo contesto di modelli differenti è senza dubbio evidente che un dettagliato studio petrografico è di notevole importanza per migliorare la conoscenza sulla genesi ed evoluzione geodinamica del Bacino di Tracia.

Lo scopo di questa tesi è quindi prima di tutto riorganizzare la stratigrafia delle varie parti del bacino (analisi delle associazioni di facies lungo delle sezioni stratigrafiche rappresentative), integrando i dati preesistenti con quelli ottenuti durante il dottorato. Sulla base di questo si è poi effettuato uno studio petrografico di dettaglio, con l'analisi della composizione principale, dei minerali pesanti e della diagenesi dell'intervallo eo-oligocenico della successione. Ciò ha permesso di stabilire la

provenienza e il modello di dispersione dei sedimenti del Bacino di Tracia, fornendo quindi ulteriori elementi per un inquadramento paleogeografico più avanzato e l'evoluzione geodinamica del bacino.

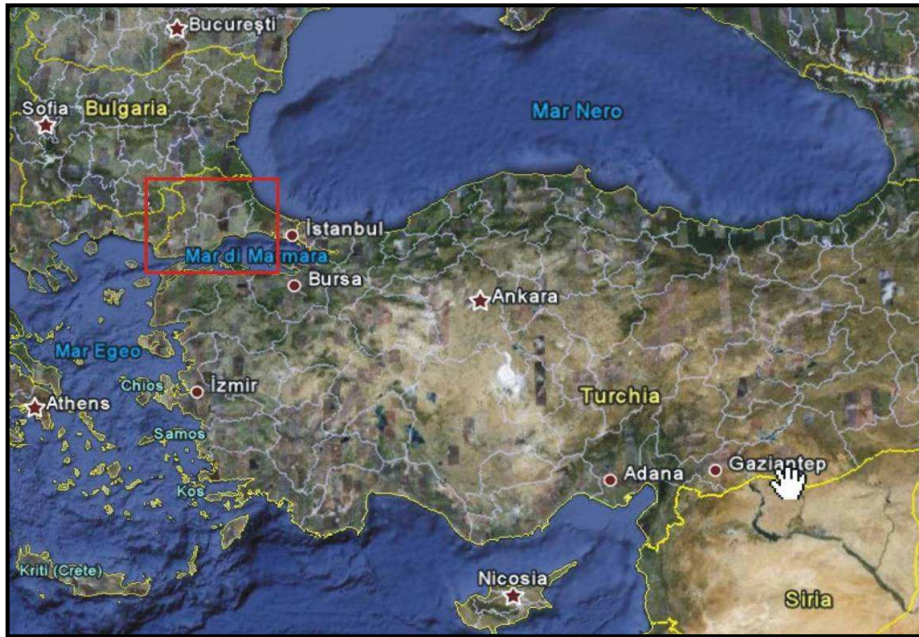


Fig.1.1 Localizzazione geografica del Bacino di Tracia, Turchia nord-occidentale

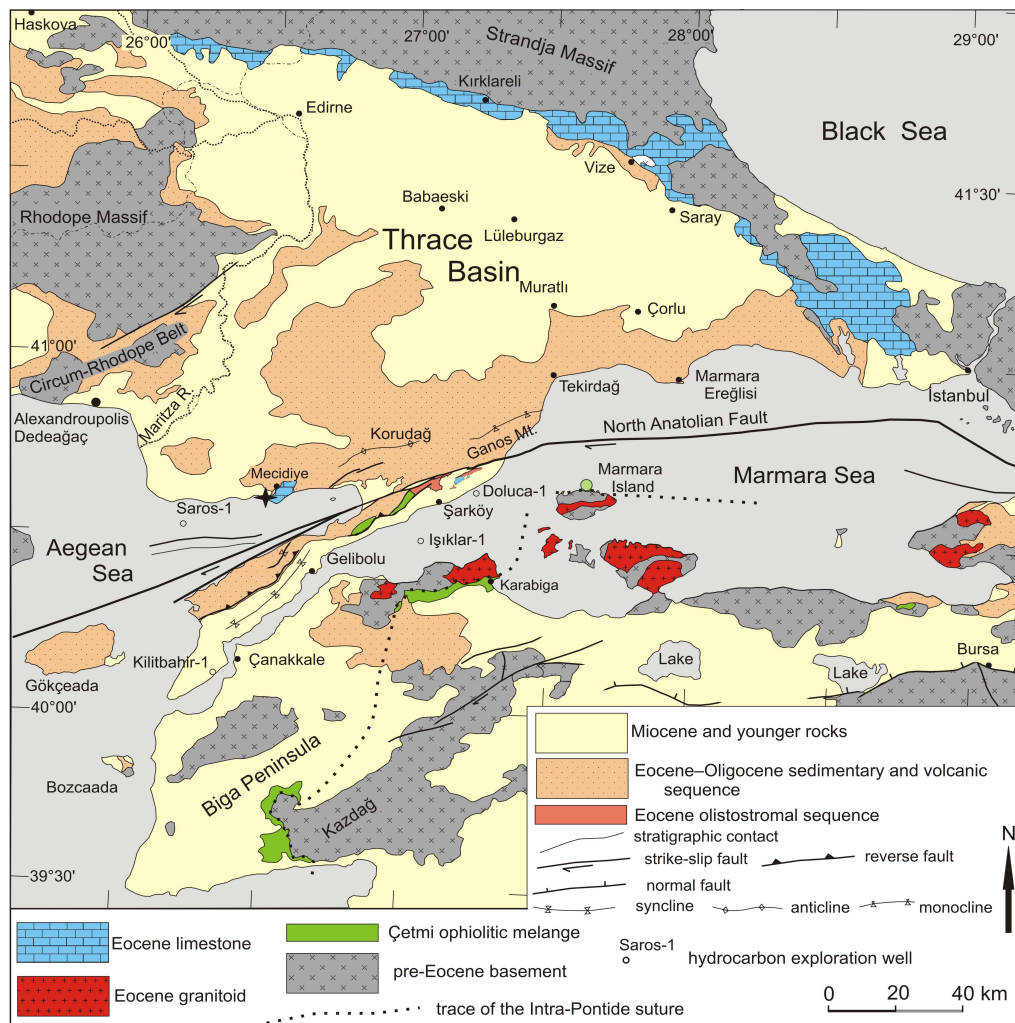


Fig.1.2 Mappa geologica semplificata del bacino di Tracia e delle regioni circostanti. Da Okay et al., 2009

2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 Inquadramento geodinamico della Turchia e del Bacino di Tracia

Geologicamente la Turchia è costituita da un mosaico di unità tettoniche, che si sono amalgamate durante il ciclo orogenico alpino; i relitti degli oceani che separavano queste unità sono ora rappresentati in affioramento da ofioliti e complessi di accrezione (Okay, 2008). Le tre unità tettoniche principali della regione anatolica sono: le Pontidi (terreno di İstanbul + terreno di Sakarya; entrambi di affinità laurasiatica), il blocco anatolide-tauride e la piattaforma araba (entrambi di affinità gondwaniana). Esse sono separate da importanti linee di sutura, che testimoniano la chiusura degli oceani che le circondavano: la linea di sutura Bitlis-Zagros divide la piattaforma araba dal blocco anatolide-tauride, il quale è separato dalle Pontidi dalla linea di sutura İzmir-Ankara-Erzican (Fig. 2.1.1).

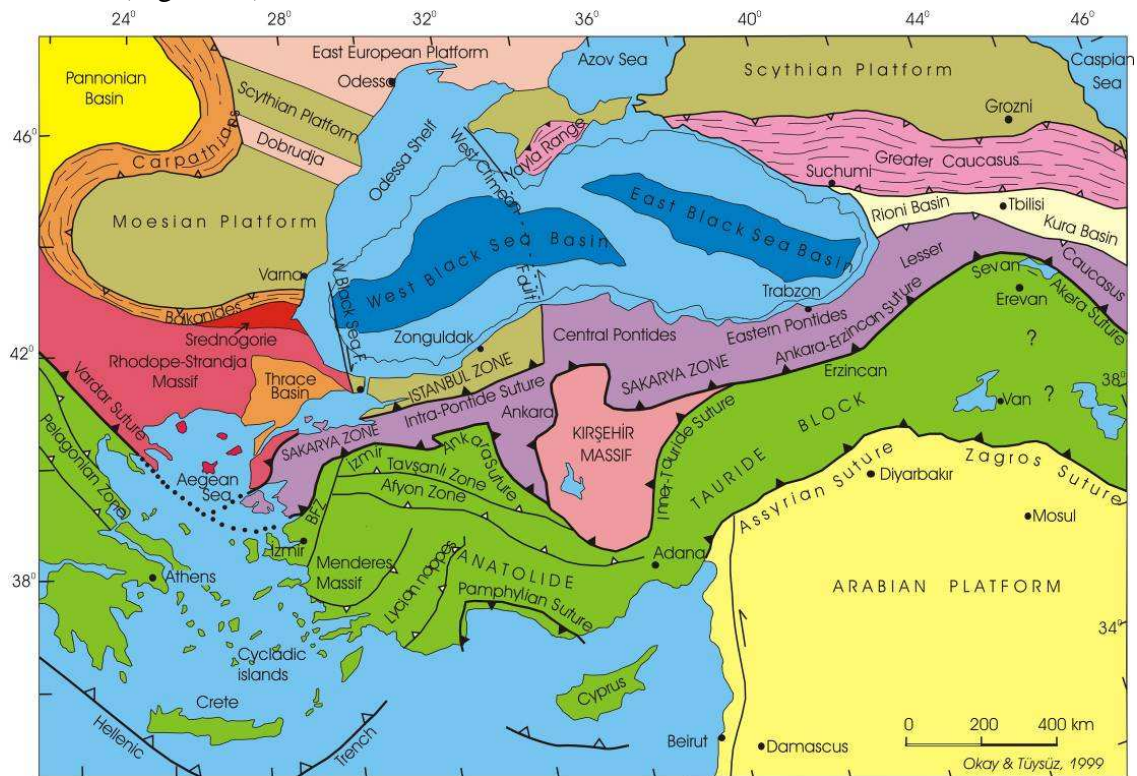


Fig. 2.1.1 Mappa tettonica semplificata del Mediterraneo orientale. (Okay & Tüysüz, 1999).

Il blocco anatolide-tauride si separa dal continente Gondwana nel Triassico e per tutto il Mesozoico si creano condizioni tali che permettono la formazione di un'estesa piattaforma carbonatica. A differenza delle Pontidi, questa unità tettonica subisce intense deformazioni e metamorfismo durante l'orogenesi alpina; in base al tipo e all'età di questo metamorfismo il blocco anatolide-tauride è suddiviso in diverse unità (Okay, 2008).

Cavazza et al. (2009) indicano un'amalgamazione pre-cenozoica dei due terreni di İstanbul e Sakarya, come confermato dai dati sulle età di esumazione (tracce di

fissione nella apatiti) di entrambe le zone. La presenza di un arco magmatico (Turoniano-Campaniano) continuo che attraversa il limite tra il massiccio di Strandja, la zona di İstanbul e di Sakarya e un'evoluzione stratigrafica simile (a partire dal Senoniano, come riportato da Tüysüz et al, 1999) confermano l'ipotesi che l'amalgamazione deve essere di età cenomaniana o più antica. Secondo quanto discusso da Okay et al. (2001) questa amalgamazione si sviluppa nel Cenomaniano, in seguito all'apertura del Mar Nero occidentale, mentre le ultime ricostruzioni paleogeografiche di Stampfli & Hochard (2009, *in press*) indicano che la zona di Sakarya collide con quella di İstanbul a circa 155 Ma (con la chiusura del Bacino di Küre), formando la linea di sutura Intra-Pontide (Fig. 2.1.2). Questa linea (che ad Est segna il limite tra la placca di Istanbul e quella di Sakarya) continua probabilmente verso Ovest e nella penisola di Biga segna il limite tra il terreno di Sakarya e il massiccio del Rodope.

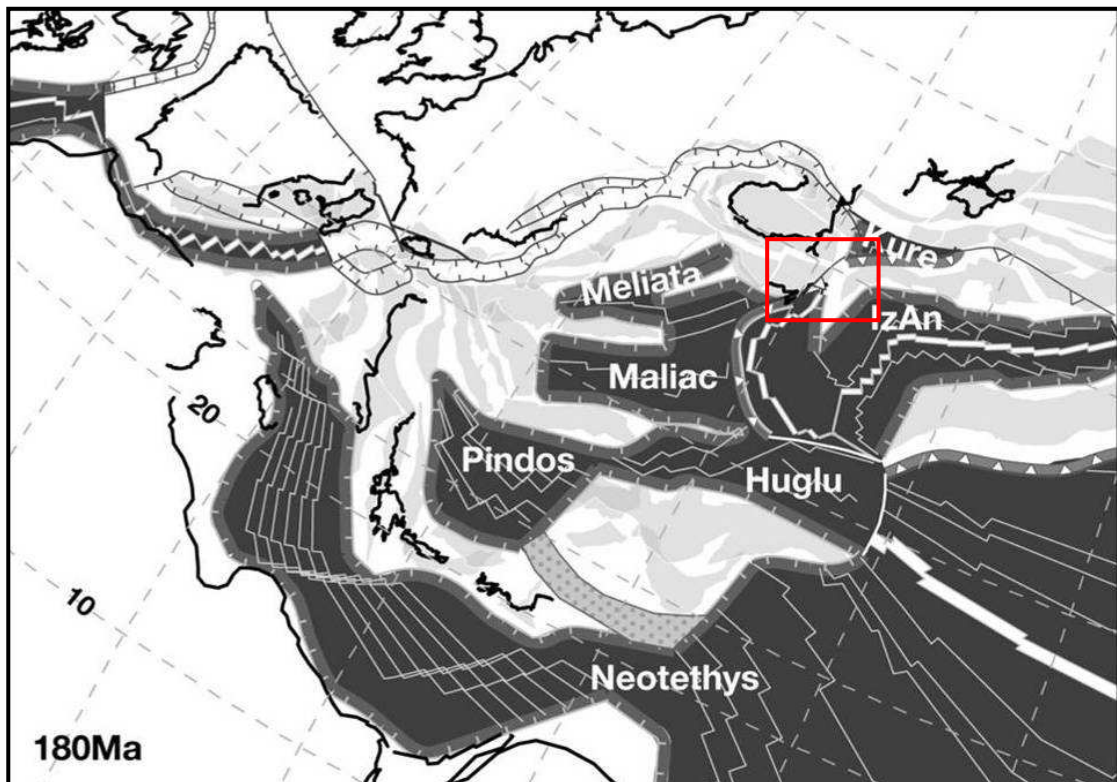


Fig. 2.1.2 Schema paleogeografico della regione mediterranea nel Giurassico. Poco dopo si ha la collisione tra il terreno di Sakarya e il Massiccio del Rodope (nel riquadro) con la formazione della linea di sutura attualmente presente nella Penisola di Biga (Stampfli & Hochard, *in press*)

La zona settentrionale della Turchia (alla quale appartiene il Bacino di Tracia) fa infatti parte delle Pontidi, che, come anticipato sopra, comprendono tre unità tettono-stratigrafiche: il massiccio di Strandja, la Zona (o terreno) di İstanbul e la Zona (o terreno) di Sakarya, le quali mostrano evoluzioni geologiche molto differenti (Okay, 2008). Esse durante l'orogenesi alpina sono state deformate con pieghe e faglie ma non hanno subito metamorfismo, al contrario del blocco anatolide-tauride, molto deformato e metamorfosato durante la stessa orogenesi.

Il contatto tra la zona di İstanbul e il massiccio di Strandja è evidenziato dalla presenza della “*West Black Sea fault*”, la maggiore faglia trascorrente regionale con

andamento N-S (Okay et al., 2001). Con l'apertura del bacino oceanico del Mar Nero occidentale nel Cretaceo medio, la zona di Istanbul trasla lungo la suddetta faglia da nord verso la sua posizione attuale (Fig. 2.1.3).

2.1.1 - MASSICCIO DI RODOPE - STRANDJA

Il massiccio di Strandja forma parte del grande terreno cristallino della regione meridionale dei Balcani, che include anche il massiccio del Rodope e quello Serbo-Macedone (Fig. 2.1.3). Questa vasta provincia geologica è delimitata a sud-ovest dalla linea di sutura del Vardar (Fig. 2.1.3) che si congiunge alla linea di sutura İzmir-Ankara e a quella Intra-Pontide (Okay et al., 2001), formatasi in seguito alla chiusura dell'omonimo oceano.

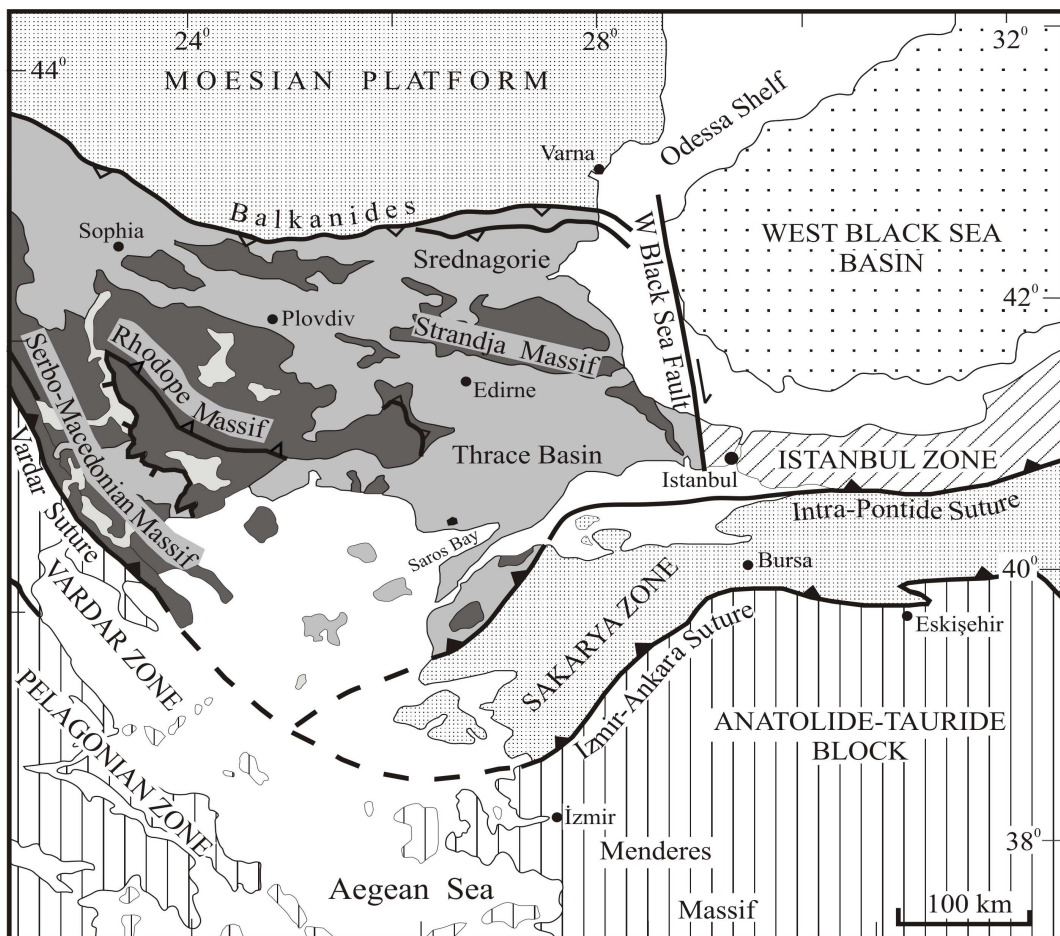


Fig. 2.1.3 Schema tettonico della provincia balcanica ed egea, in cui si vede la linea di sutura Intra-Pontide che si congiunge a quella del Vardar. In nero sono indicati gli affioramenti di rocce metamorfiche (Okay et al., 2001)

Il massiccio di Strandja è costituito da gneiss quarzoso-feldspatici ercinici intrusi da graniti del Carbonifero superiore; al di sopra poggia in discordanza una successione metasedimentaria triassica costituita da rocce clastiche continentali seguite da calcari di mare basso (Okay et al., 2001). Nel Cretaceo inferiore il massiccio di Strandja subisce una fase di deformazione e metamorfismo, con strutture vergenti verso NNE. Le rocce

metamorfosate vengono ricoperte, dopo una discordanza, da arenarie di mare basso del Cenomaniano, che passano ad una sequenza vulcanoclastica (Okay, 2008).

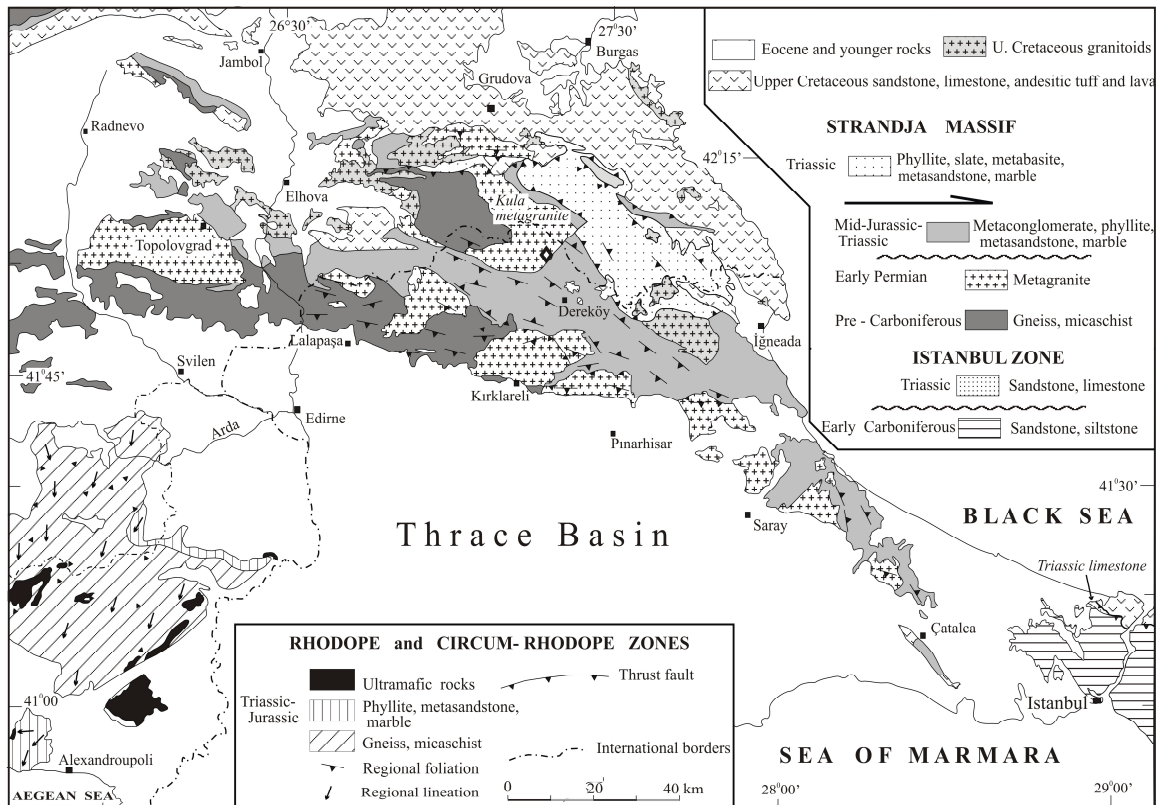


Fig. 2.1.4 Carta geologica schematica del massiccio di Strandja (Okay et al., 2001).

Il massiccio del Rodope è interpretato come un frammento di crosta continentale pre-Alpina (Barr et al., 1999) ed il suo basamento cristallino viene suddiviso in tre differenti unità tettoniche (Fig. 2.1.5). L'Unità tettonica inferiore (LTU o complesso gneissico e migmatitico) rappresenta il livello più profondo del basamento metamorfico; è costituita da metagraniti, gneiss e anfiboliti, esumato circa 38 milioni di anni fa (Barr et al., 1999). Al di sopra c'è l'Unità tettonica superiore (UTU o complesso Variegato) con rocce metasedimentarie (anfiboliti, marmi, metagabbri e metapeliti) intruse da gabbri di età ercinica (300-350 Ma). Nella parte più orientale il Complesso Variegato è sovrimposto tettonicamente dalla Cintura Circum-Rodopica fatta da scisti verdi con staurolite ed epidoto, filladi e gneiss di età Giurassico superiore-Cretaceo (Marchev et al., 2004).

Alla fine del Cretaceo-Paleocene l'area del Rodope è interessata da piegamenti e sovrascorrimenti in seguito alla collisione dovuta alla chiusura dell'oceano del Vardar (70 Ma). Questa collisione provoca un rapido sollevamento, seguito nell'Eocene inferiore da una prima fase estensionale locale; nell'Eocene medio tutta l'area rodopica orientale subisce un collasso estensionale con formazione di depositi trasgressivi al di sopra del basamento metamorfico (Caracciolo, 2009). Alla fine del Luteziano una nuova fase di sprofondamento interrompe la sedimentazione continentale a favore di quella

marina, prima di mare basso, che poi si approfondisce con la deposizione di depositi clastici tipo flysch (Innocenti et al., 1994).

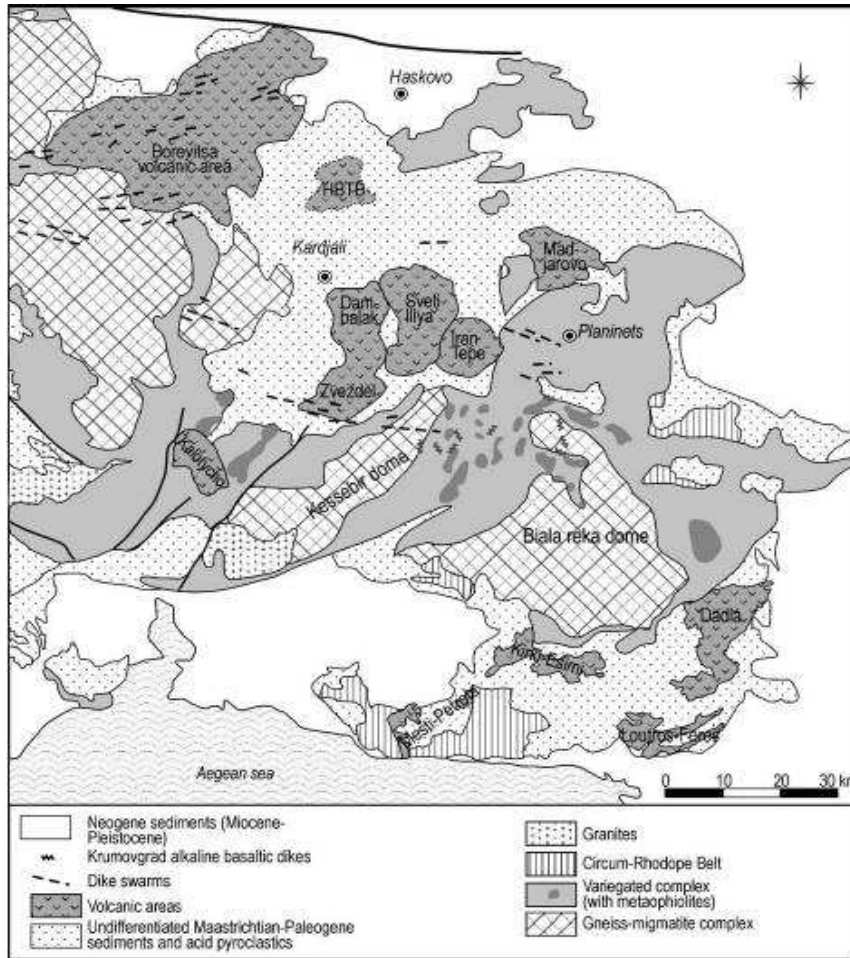


Fig. 2.1.5
Carta geologica schematica della parte orientale del massiccio del Rodope (Grecia), con distinzione delle tre unità tettoniche e delle aree vulcaniche. In grigio scuro sono indicati gli affioramenti di ofioliti erciniche (Marchev et al., 2004)

2.1.3 – ATTIVITA' VULCANICA TERZIARIA

Durante il Terziario quest'area è caratterizzata da un collasso post-collisionale responsabile della formazione di bacini sedimentari controllati da faglie trassensive, con prodotti vulcanici associati che variano di composizione, passando da calcocalcini (aumentando il contenuto in potassio) a shoshonitici.

Il vulcanesimo orogenico nella zona egea (Tracia occidentale e Bulgaria) quindi rappresenta un buon esempio di relazione tra vulcanesimo e processi geodinamici.

L'attività vulcanica di quest'area è infatti legata alla fase principale della collisione continentale tra Europa e microplacca Apula; essa è continuata dall'Eocene superiore fino ad oggi (solo in Bulgaria, mentre nella zona del Rodope orientale e della Tracia occidentale l'attività vulcanica è iniziata nell'Oligocene inferiore) ed è un vulcanesimo post-collisionale, associato alla fase estensionale che si ha in seguito al collasso orogenico (Yanev et al., 1998).

Sono state riconosciute due fasi principali di attività vulcanica orogenica: I) localizzata nel massiccio del Rodope, dall'Oligocene al Miocene, II) nell'arco vulcanico

Sud-Egeo (dal Pliocene e ancora attivo). In figura 2.1.6 è mostrata la localizzazione delle due fasi di attività vulcanica nell'area egea.

La prima fase consiste di lave di composizione intermedia; in particolare i prodotti più antichi, che si formano nella parte a nord dell'area egea, hanno composizioni acide e intermedie calcicalcine, che, con la migrazione verso sud dell'attività vulcanica, si arricchiscono molto in potassio, diventando shoshonitiche nei prodotti più recenti (Fytikas et al., 1982; Yanev et al., 1998, Innocenti et al., 2005).

Questo incremento di alcalinità è legato alla fase post-collisionale, quando la litosfera oceanica subdotta subisce un aumento di inclinazione, che deriva da una riduzione nella velocità di convergenza dopo la collisione (Fytikas et al., 1982; Innocenti et al., 1982). L'incremento dell'angolo di subduzione provoca una migrazione verso sud dell'attività vulcanica, accompagnata anche da variazione composizionale, funzione della litosfera subdotta (Innocenti et al., 2005).

In particolare nella Tracia occidentale l'inizio dell'attività vulcanica si ha a circa 33-32 Ma (Yanev et al., 1998), con prodotti che vanno da andesiti basaltiche a daciti; le andesiti calcicalcine arricchite in potassio sono quelle predominanti (Innocenti et al., 1984).

Di conseguenza ad una nuova fase di subduzione un nuovo arco (seconda fase, arco vulcanico ellenico) si sviluppa durante il Pliocene (ed è tutt'ora attivo); esso è caratterizzato da prodotti tipici della serie calcicalcina con evoluzione da basalti a rioliti (consistono principalmente di andesiti e daciti) (Fytikas et al., 1982).

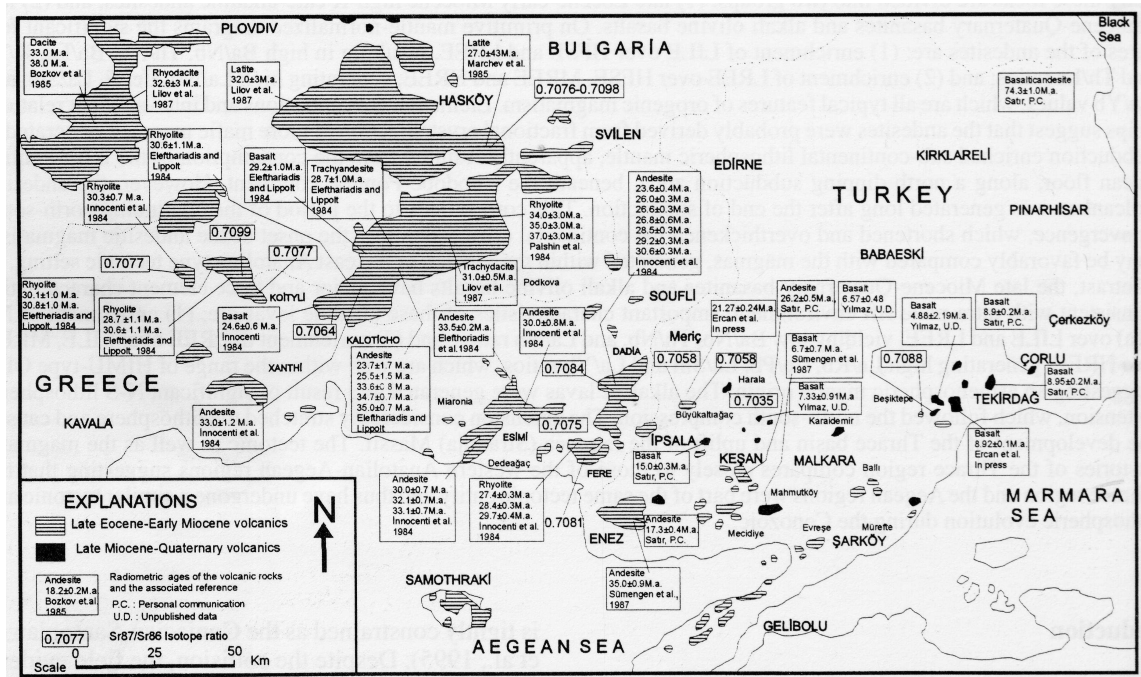


Fig. 2.1.6 Distribuzione dell'attività vulcanica nella regione della Tracia e della Grecia orientale (Yilmaz & Polat, 1998)

La maggiore provincia vulcanica della Tracia occidentale (confine Grecia-Turchia) è rappresentata dalle rocce vulcaniche di Evros.

Come si vede dalla figura 2.1.5 le rocce vulcaniche di Evros (parte meridionale del Rodope) sono esposte in tre località principali (Christofides et al., 1995), che da Est verso Ovest sono:

- Loutros-Fere-Dadia, con affioramenti di rocce acide (prevalentemente rioliti) nella parte nord-orientale e sud-occidentale, e andesiti e daciti nella parte centrale;
- Kirki-Esimi, dove predominano le andesiti, con presenza di dicchi riolitici;
- Mesti- Petrota, con la stessa prevalenza di andesiti, seguite da daciti e rioliti.

Durante l'Eocene superiore-Oligocene, la zona orientale del Rodope diviene sede di importante attività magmatica, a seguito della formazione di bacini estensionali.

Infatti in seguito ad una fase di ispessimento crostale si instaura un primo regime estensionale che porta all'esumazione del Complesso Variegato (UTU, età di esumazione stabilita a circa 43 Ma con U-Pb da Marchev et al., 2004) ed intrusione di granitoidi; l'attività plutonica continua da circa 70 Ma a 42 Ma.

Un altro episodio di estensione nell'Eocene superiore (39 Ma) porta alla formazione di bacini sedimentari allungati in direzione NNW-SSE, con riempimento di rocce vulcaniche da intermedie a basiche. Questa attività, datata tra 39 e 30 Ma, coincide con l'esumazione dell'unità tettonica inferiore (LTU, Complesso Gneissico-Migmatitico) della parte orientale del Rodope (Marchev et al., 2004).

2.2 Inquadramento regionale del Bacino di Tracia

Il Bacino di Tracia si trova in una peculiare collocazione geodinamica nella zona di contatto tra il massiccio di Strandja, il terreno di İstanbul e quello di Sakarya. Dopo la collisione continentale tra Pontidi (İstanbul+Sakarya+Strandja) a nord e blocco Anatolide-Tauride a sud nel Cretaceo superiore – Paleocene (Görür & Okay 1996, Okay & Tüysüz 1999, Okay et al., 2001, Okay 2008) l'orogene viene interessato da un collasso generalizzato (Fig. 2.2.1 e 2.2.2, Stampfli & Hochard, 2009). E' in questo contesto che il Bacino di Tracia trova la sua origine.

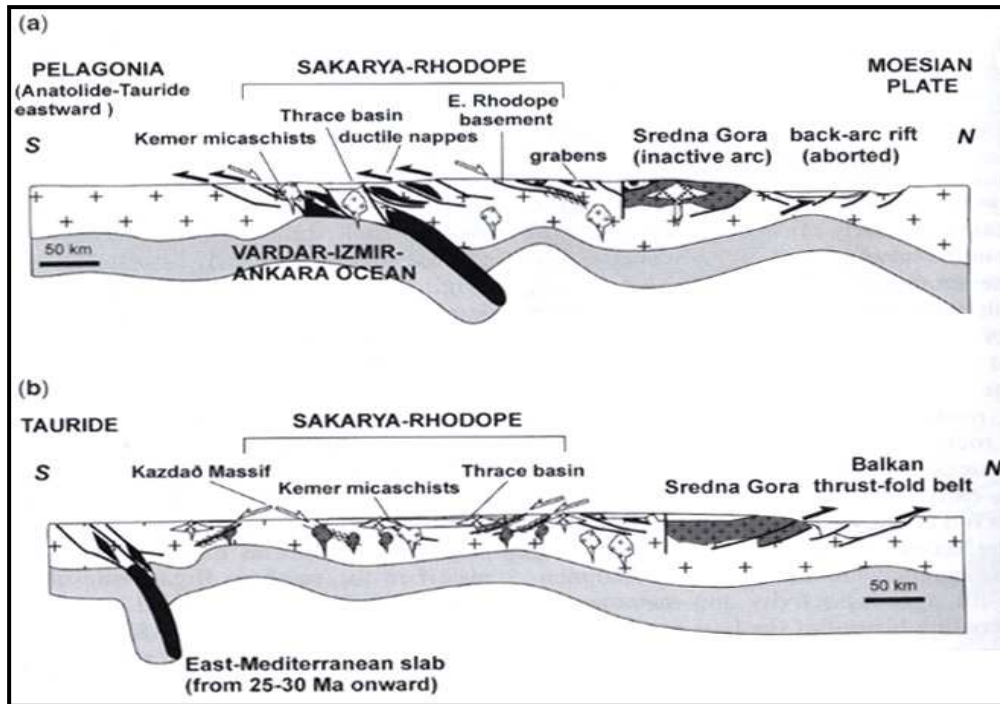


Fig. 2.2.1 Scenario tettonico delle estensioni sin e post-collisionali terziarie della regione del Mediterraneo orientale: a)Maastrichtiano- Eocene inferiore, chiusura del Vardar (da 70 a 45 Ma), formazione linea di sutura İzmir-Ankara e estensione sin-collisionale in corrispondenza della sutura; b)Eocene medio-Oligocene, *roll-back* dello *slab* in subduzione con estensione post-collisionale per collasso orogenico (modificata da Bonev & Beccaletto, 2007)

La collisione tra il blocco Anatolide-Tauride e la placca di Sakarya è testimoniata dalla linea di sutura İzmir-Ankara e dalla presenza di un *mélange* ofiolitico (Çetmi *mélange*, Okay & Tüysüz, 1999, Okay et al., 2001, Beccaletto 2005). Nel Triassico superiore-Liassico, per subduzione del Bacino di Küre, si forma un prisma di accrezione sul margine estremo nord-occidentale del terreno di Sakarya (cuneo della penisola di Biga, Beccaletto et al., 2005, Stampfli & Hochard, 2009), il quale viene poi in parte obdotto sul margine rodopiano. Nella figura 2.2.3 sono illustrati gli affioramenti di ofioliti (parte nord-occidentale della penisola di Biga, tra Karabiga e Edremit) che marcano proprio la sutura tra il basamento rodopiano e quello di Sakarya. La linea di sutura Intra-Pontide marca il confine tra zona di Sakarya e zona di İstanbul (vedere la Fig. 2.1.2 dell'inquadramento geodinamico). Secondo alcuni autori la sutura Intra-Pontide continuerebbe verso ovest e marcherebbe anche il confine tra Sakarya e massiccio di Rodope-Strandja (Fig. 2.1.1).

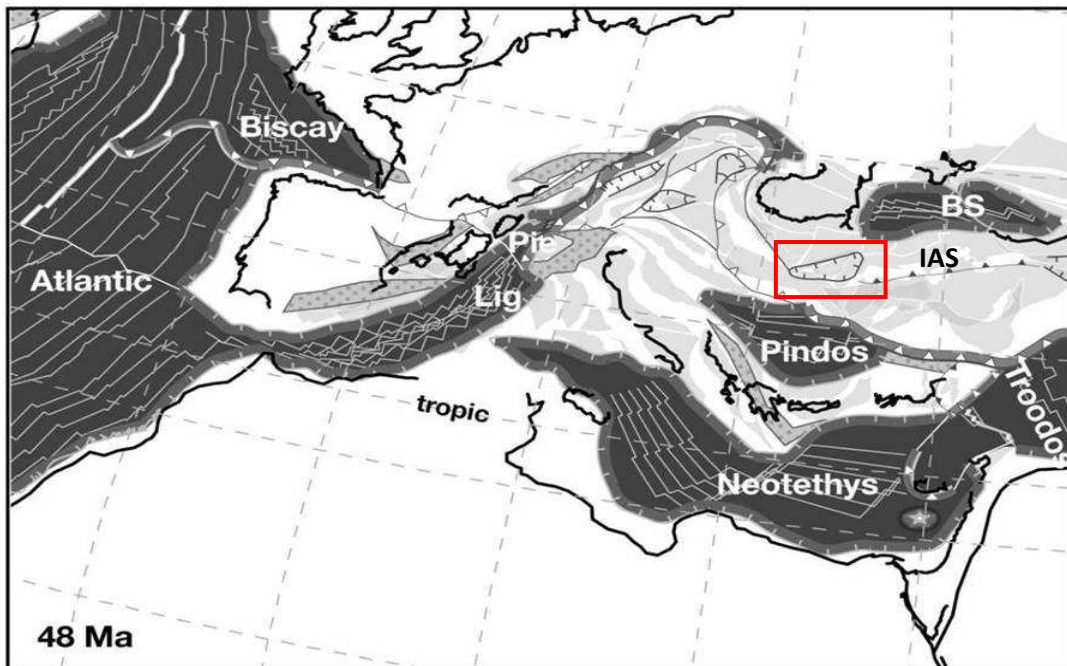


Fig. 2.2.2 Schema paleogeografico della regione mediterranea nell' Eocene inferiore. Si nota il momento dell'apertura del bacino di Tracia (nel riquadro rosso) a ridosso della linea di sutura İzmir-Ankara (IAS) per collasso orogenico post-collisionale (modificata da Stampfli & Hochard, 2009)

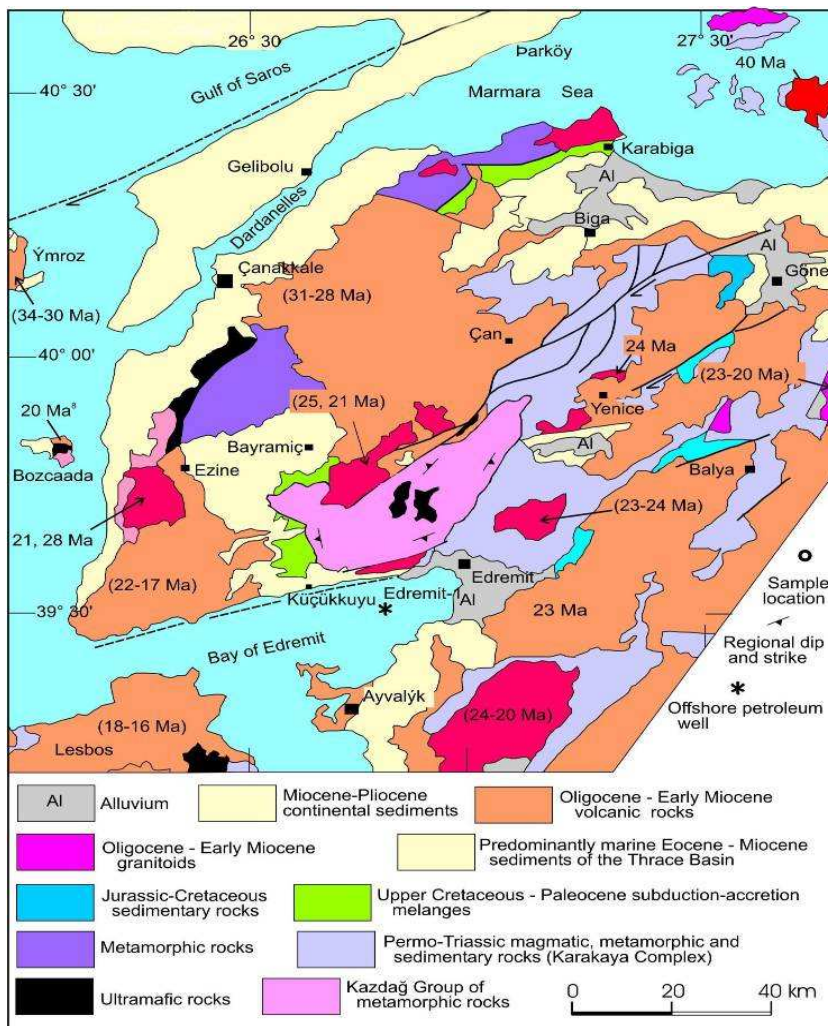


Fig. 2.2.3 Mappa geologica semplificata della parte nord-occidentale della penisola di Biga, dove si notano gli affioramenti di ofioliti (in verde) e di rocce tipiche di complesso di subduzione-accrezione. Modificata da Okay & Tüysüz (1999)

La Faglia Nord-Anatolica, lungo la quale avviene il movimento tra la placca anatolica e quella euroasiatica, è sovrapposta alla sutura Intra-Pontide. Come si vede dalla figura 2.2.4, la Faglia Nord-Anatolica si estende in direzione E-W dal punto triplo di Karlioiva fino al Mar Egeo settentrionale, per una lunghezza di circa 1500 Km. Essa si è imposta nel Miocene su un lineamento tettonico preesistente già nell'Oligocene (Zattin et al., 2005; Zattin et al., 2009). Si assume che il movimento trascorrente importante che ha deformato tutti i sedimenti della zona a sud del Bacino di Tracia (compreso Mar Egeo e Mar di Marmara) sia avvenuto lungo la suddetta faglia, anche se ci sono evidenze di meccanismi focali localizzati in una fascia più larga.

La traccia della Faglia Nord-Anatolica, a partire dalla sua origine, è abbastanza continua fino a Eskipazar (poco ad est di İstanbul) dove si divide in due rami, uno che prosegue in direzione ESE-WNW e l'altro in direzione ENE-WSW (Şengör, 1979).

Il braccio a nord attraversa il Bacino di Tracia nella parte meridionale formando un segmento di faglia con direzione NE-SW (anch'essa trascorrente destra) di circa 45 km, detto Faglia di Ganos (GFZ, *Ganos Fault Zone*, Okay et al., 1999).

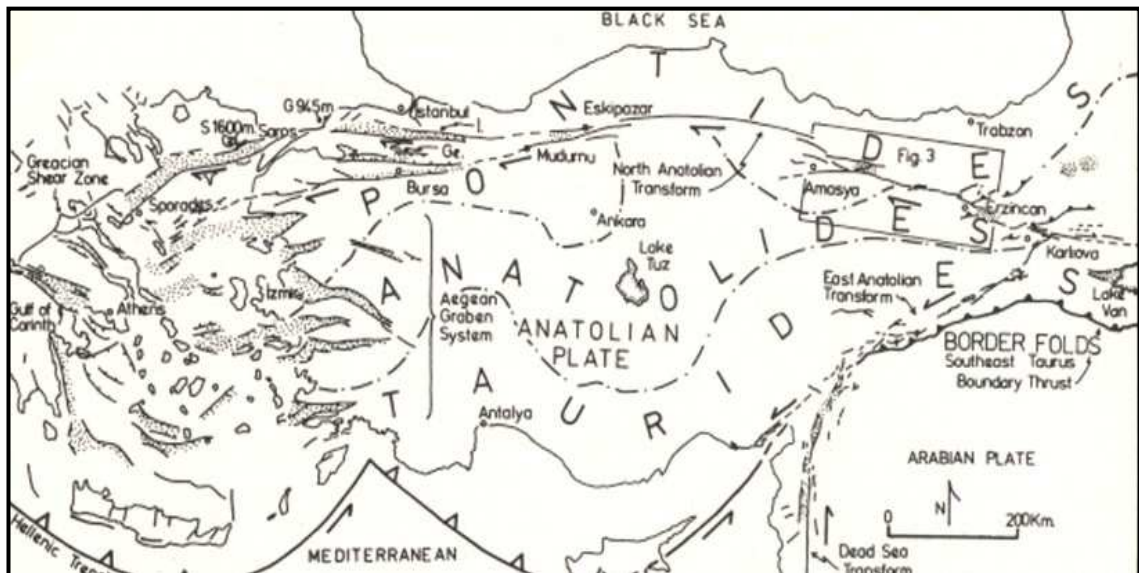


Fig. 2.2.4 Estensione della Faglia Nord-Anatolica dal punto triplo Karlioiva al Golfo di Saros. Da Sengor, 1979.

Per tutta la sua lunghezza la Faglia Nord-Anatolica è associata a sollevamenti e depressioni. Uno degli esempi più evidenti è la GFZ, che nel Mar di Marmara forma il bacino di Tekirdağ, profondo circa 1000 m, e l'adiacente montagna di Ganos (Okay et al., 1999), la cui cima è di circa 1000 m sul livello del mare, cioè con un rilievo strutturale di circa 2000 m (Fig. 2.2.5). Il fianco meridionale della montagna è delimitato dalla Faglia di Ganos, ed è un versante molto acclive, la cui continuazione diretta a mare è rappresentata dal bacino di Tekirdağ, mentre sul fianco a nord una grande monoclinale segna il passaggio ad una zona pianeggiante (*Thracian plain*), che si trova a circa 120 m sul livello del mare (Okay et al., 2006). L'allineamento parallelo di entrambi i limiti della montagna di Ganos con la Faglia di Ganos indica che il suo sollevamento è controllato da questa struttura (Şengör, 1979).

L'attuale delimitazione del bacino di Tracia rappresenta solo una parte del bacino eo-oligocenico originatosi a seguito del collasso orogenico post-collisionale. L'attuale geometria triangolare è definita, oltre che dalla faglia Nord-Anatolica (che borda il margine meridionale del bacino), anche da un altro sistema di faglie, chiamato “*Thrace fault system*”, con andamento NW-SE, che delimita il margine settentrionale del bacino (Turgut et al., 1991): questo sistema è rappresentato principalmente dalla Faglia di Terzili (TFZ, *Terzili Fault Zone*) e dalla faglia di Nord-Osmancik (Figura 2.2.6), due segmenti di faglia sub-paralleli, anch'essi trascorrenti, ora inattive (Perinçek, 1991). La faglia di Nord-Osmancik probabilmente si è formata a partire dall'Eocene superiore, di conseguenza alla fase estensionale del bacino (Turgut et al., 1991) e la sua attività ha portato alla formazione di alti strutturali isolati nel bacino.

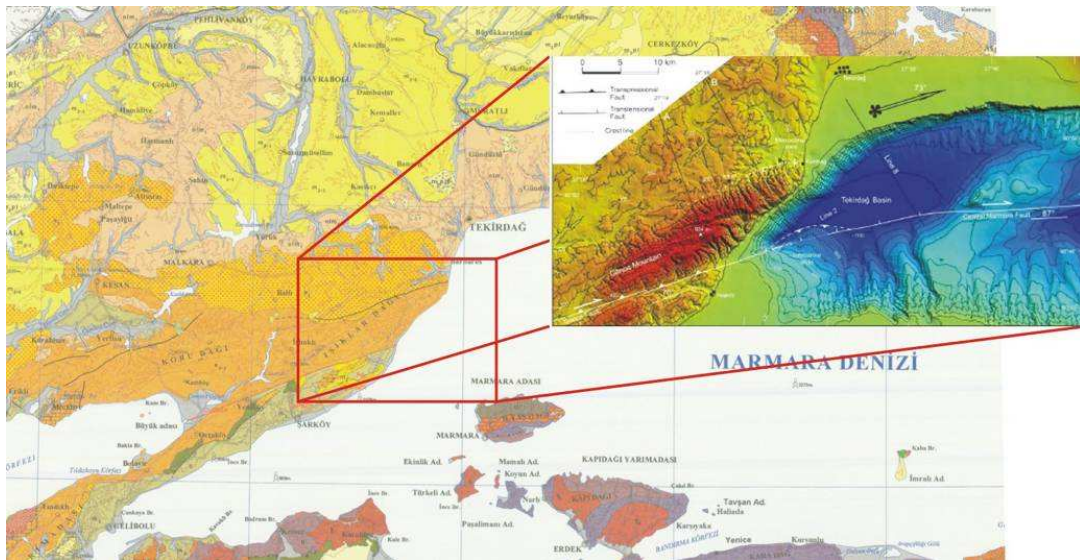


Fig. 2.2.5 Localizzazione in mappa (a sinistra) e DTM (a destra) della montagna di Ganos (in rosso) e adiacente depressione di Tekirdag (in blu). Il sollevamento della montagna di Ganos e la depressione di Tekirdag sono entrambi associati al movimento della faglia (Okay et al., 2006)

La faglia di Terzili, sviluppata nel Miocene, converge nella parte sud-orientale con la faglia Nord-Anatolica, indicando una possibile relazione genetica e contemporaneità delle due (Turgut et al., 1991). Entrambe le faglie che bordano il margine settentrionale (Terzili e Nord-Osmancik) nel Plio-Pleistocene sono troncate dall'erosione e ricoperte da sedimenti recenti.

La subsidenza del bacino è intensificata dall'attività delle faglie normali che interessano il basamento (esse si sviluppano contemporaneamente al regime estensionale che causa l'apertura del bacino, Sengör e Yilmaz, 1981, Turgut et al., 1991, Görür e Okay, 1996); nell'Oligocene, mentre molte delle suddette faglie diventano inattive, ai margini del bacino continua l'attività delle faglie, provocando uno squilibrio tra i tassi di subsidenza al centro e ai bordi del bacino. Ciò provoca una maggiore subsidenza ai margini, accompagnata da una diminuzione del tasso di subsidenza al centro (Turgut et al., 1991).

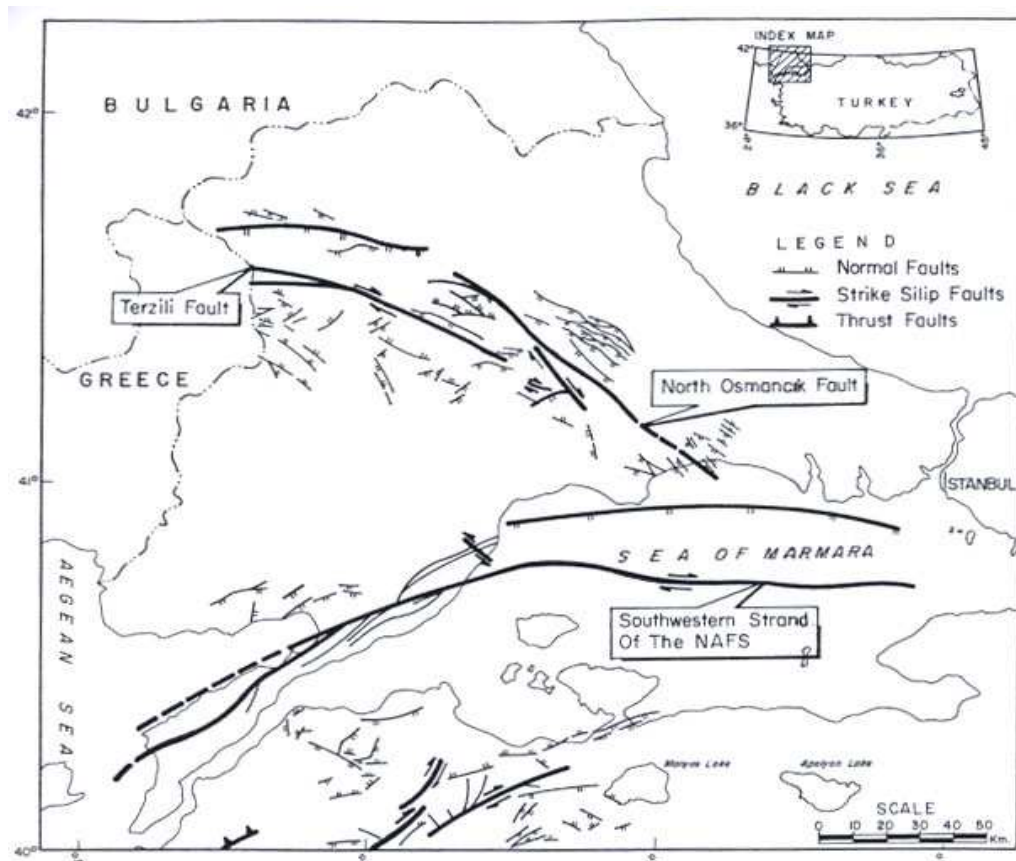


Fig. 2.2.6 Mappa tettonica che mostra le faglie che bordano il bacino di Tracia, interessando anche il basamento (Turgut et al., 1991)

La sedimentazione nel Bacino di Tracia inizia durante l'Eocene inferiore (Doust & Arikan, 1974). I primi sedimenti poggiano in maniera discordante sul basamento metamorfico e cristallino del massiccio di Strandja e relativa copertura di età triassica; la sequenza sedimentaria mostra un tipico ciclo trasgressivo-regressivo, con sedimenti di mare basso (che si correlano in diverse parti del bacino) che passano a torbiditi marine profonde, per poi ritornare a facies di mare basso (deltizie e continentali); i livelli di calcari neritici sono datati Bartoniano superiore-Priaboniano (Özcan et al., 2009).

La topografia nell'Eocene è molto irregolare (Prinçek, 1991) e consiste di una grande depressione centrale, limitata da zone di piattaforma circostanti con alcuni alti strutturali. Nell'Eocene medio il depocentro del bacino diventa il luogo di rapida deposizione di torbiditi silicoclastiche; la massima estensione del bacino si raggiunge nell'Eocene superiore (Turgut et al., 1991), quando si forma il margine settentrionale, caratterizzato dalla deposizione di facies carbonatiche di mare basso.

La sedimentazione delle torbiditi avviene prima nel settore meridionale (Eocene medio) e poi si propaga in quello settentrionale (Eocene superiore). Al ciclo trasgressivo dall'Eocene medio, all'inizio dell'Oligocene, segue poi una regressione, che si manifesta con la deposizione di sedimenti deltizi e continentali per tutto il resto dell'Oligocene fino al Miocene (Fig.2.2.7).

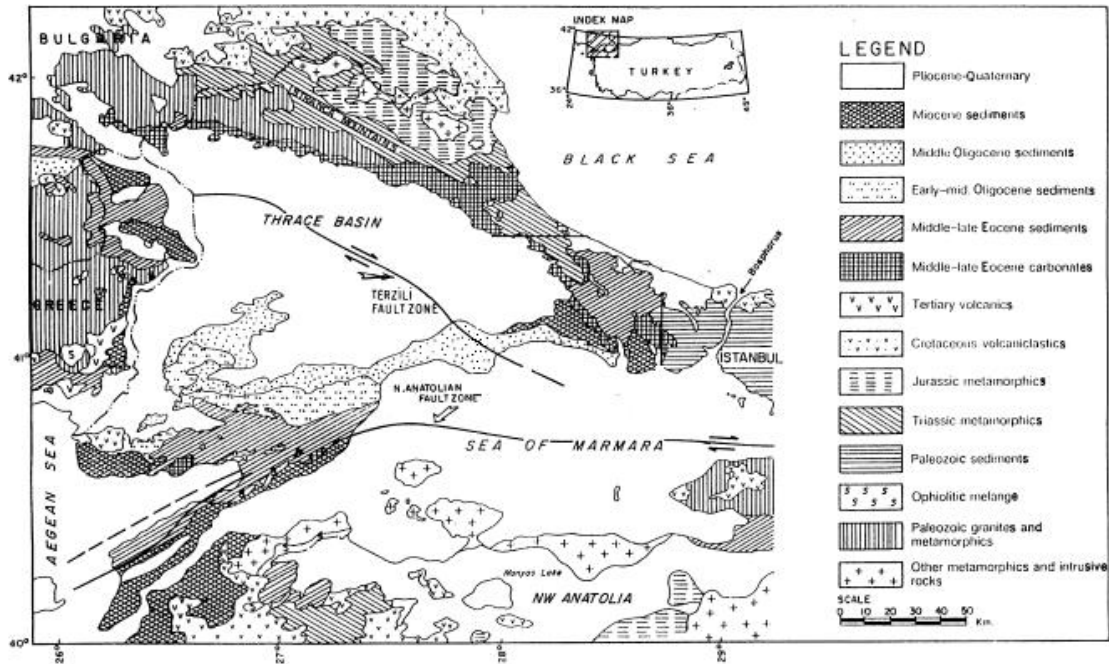


Fig. 2.2.7 Carta geologica semplificata del bacino di Tracia (modificata da Turgut & Eseller, 2000)

2.3 Descrizione delle successioni stratigrafiche del Bacino di Ganos e correlazione cronostratigrafica

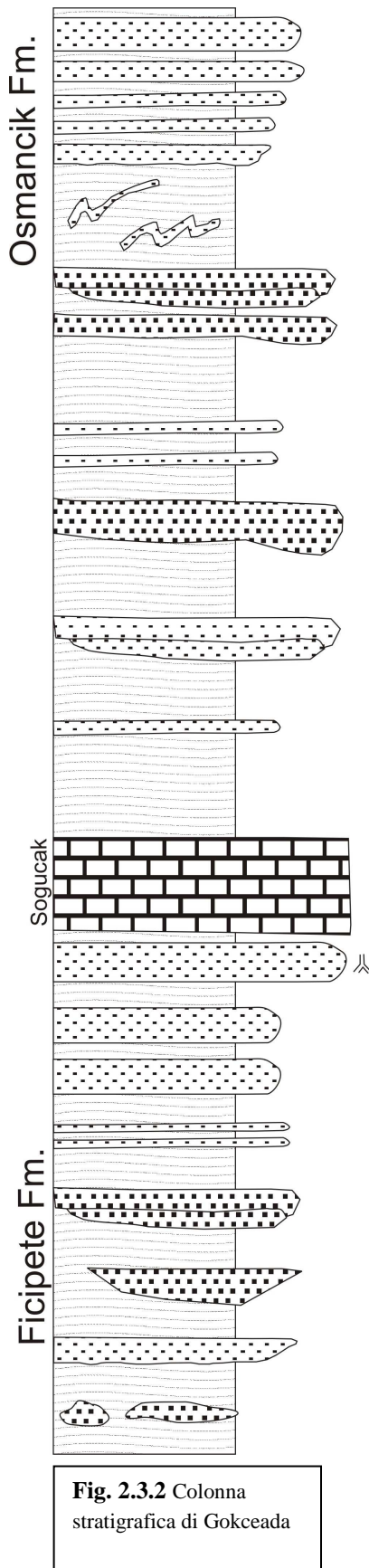
La Faglia di Ganos divide il Bacino di Tracia in due parti che mostrano notevoli differenze stratigrafiche: a nord la successione è rappresentata da una serie continua che passa da torbiditi silicoclastiche distali a prossimali fino a depositi deltizi e continentali (Siyako & Huvaz, 2007); a sud, invece, la parte inferiore della successione è caratterizzata da una serie di blocchi olistolitici (Okay et al., 2009) in una matrice sabbiosa fine. Inoltre la Faglia di Ganos marca il limite tra due diversi tipi di basamento infatti a nord della faglia il basamento è cristallino, costituito da rocce metamorfiche di basso grado e calcari ricristallizzati, affini al basamento rodopiano; a sud, invece, esso consiste di un *melange* ofiolitico con serpentiniti, metadiabasi e scisti blu di età cretacea (Okay et al., 2009).

Nella zona di studio sono state assemblate sei sezioni stratigrafiche (tre a nord e tre a sud della Faglia di Ganos), ricostruite sulla base dei dati di campagna di questa tesi; ognuna di esse viene descritta singolarmente dal punto di vista litologico e poi tutte le sezioni vengono messe a confronto, correlandole tra di loro in chiave cronostratigrafica.

A sud abbiamo da Ovest verso Est (1) l'isola di Gökçeada, (2) zona di Gallipoli (Golfo di Saros), (3) Sud-Ganos (Yeniköy-Şarköy), mentre a Nord, sempre da Ovest verso Est, abbiamo (4) Alexandroupolis (Grecia-Rodope), (5) Korudağ (anticlinale di Korudağ, Kesan), (6) Nord-Ganos (sezione da Gaziköy a Kumbağ).



Fig. 2.3.1 Localizzazione in pianta delle sei sezioni stratigrafiche studiate (in giallo)



GOKCEADA

La sezione (Fig. 2.3.2) va da Marmaros Beach fino a Gizli-Liman, nell'estremità occidentale dell'isola. Lungo questa sezione, dal basso verso l'alto, si evidenziano quattro facies differenti:

- 500-600 m di peliti ben litificate con una serie di corpi arenacei e conglomeratici canalizzati che si susseguono per tutto questo intervallo; alcuni di essi presentano strutture tipo *boudinage* e rappresentano una facies fluviale (Formazione di Fiçipete, Eocene inferiore, secondo Siyako & Huvaz, 2008).

- passaggio da depositi arenacei fini (a contatto con filone vulcanico di natura andesitica) con *ripple* da onda e laminazioni convolute (tempestiti) a calcari di mare basso, di circa 60 m di spessore, con nummuliti, alveoline, alghe calcaree e coralli solitari; il passaggio è conforme, non è presente una discordanza al di sotto dei calcari (facies di piattaforma, Eocene medio, Formazione di Soğucak).

- alternanza di peliti e strati arenacei grossolani (circa 1500 m di spessore) con discordanze basali erosive, presenza di *clay chips* e amalgamazioni tra questi corpi canalizzati; questi depositi, di età Eocene superiore, potrebbero rappresentare una facies di scarpata, testimoniata anche dalla presenza di *microslump* all'interno delle peliti.

- areniti medio-grossolane, in strati di spessore variabile, privi di strutture, alternate con peliti ben litificate (alto rapporto arenaria/pelite), in facies deltizia; questo intervallo è probabilmente di età oligocenica (Formazione di Osmancik) per la correlazione con la stratigrafia delle altre parti del bacino ed in particolare con la vicina successione di Gallipoli.

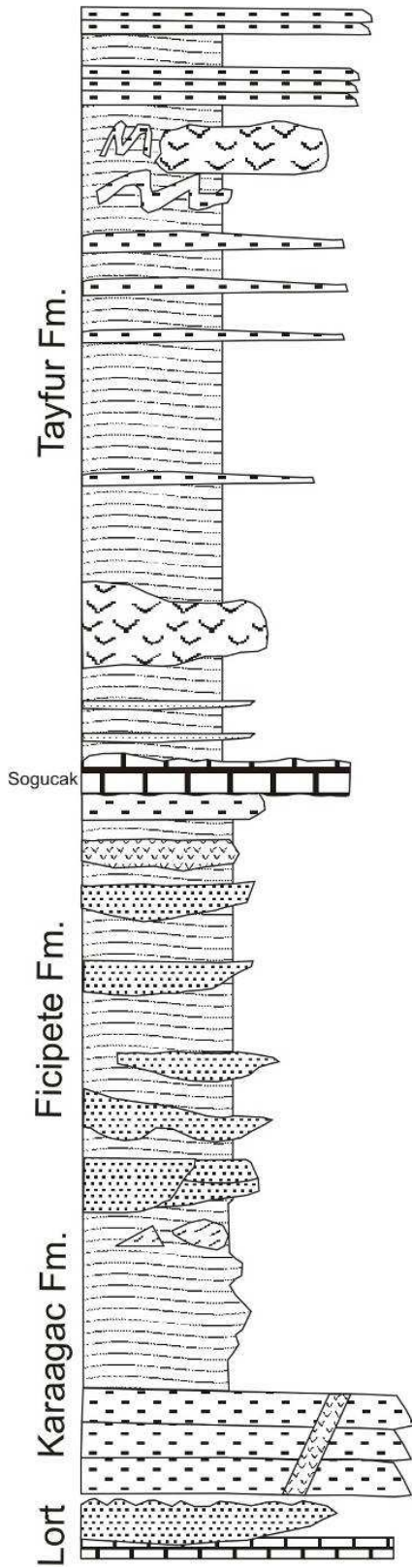
GALLIPOLI

Fig. 2.3.3 Colonna stratigrafica di Gallipoli, dalla baia di Karagaac alla diga di Tayfur, modificata da Önal (1986)

La sequenza stratigrafica di figura 2.3.3, con uno spessore totale di circa 3500 m affiora, anche se non in maniera continua, lungo la strada che va dalla Baia di Karaağac (Golfo di Saros) fino alla diga di Tayfur. Tutta la sezione mostra due cicli di trasgressione-regressione ed è costituita, dal basso verso l'alto, dalle seguenti formazioni:

- Formazione di Lört che si trova alla base della successione ed affiora nella costa sud del Golfo di Saros, all'estremità dei promontori che delimitano la baia; essa è caratterizzata da calcari pelagici di età Cretaceo-Paleocene (Önal, 1986) seguiti da circa 10 m di conglomerati con clasti provenienti dal melange ofiolitico di Çetmi (Siyako & Huvaz, 2008).

- Formazione di Karaağac che poggia in maniera discordante sui depositi sottostanti ed è costituita da torbiditi di mare profondo (per presenza di icnofacies) di colore bruno, con stratificazione regolare e alto rapporto arenaria/pelite. Sono presenti vene di calcite e dicchi andesitici che attraversano tutto questo intervallo (Fig. 2.3.4), spesso circa 300 m e datato Ypresiano (Eocene inferiore) da Sümengen & Terlemez (1991); c'è molta deformazione e clivaggio nelle peliti che si intercalano tra i vari strati di sabbia medio-grossolana, caratterizzati dalla sequenza T_{a-c} della sequenza di Bouma, che è completa solo in alcuni livelli. Ci sono alcune impronte di paleocorrente, tipo *flute* e *groove*, soprattutto nella parte alta della sequenza torbiditica che danno paleoflussi verso ESE.

Verso l'alto diminuisce molto il rapporto arenaria/pelite, e si passa al Membro di Koyunlimani, facies di scarpata di spessore circa 300 m, costituita da peliti molto litificate verdastre ed emipelagiti cineritiche (Sümengen & Terlemez 1991) alternate a strati di arenarie fini, vulcanoclastiche; al tetto di questo intervallo ci sono degli olistoliti di sedimenti di margine di scarpata, facies transizionale, costituiti da areniti medie, con gusci di ostreidi.

- Formazione di Ficipete che ha uno spessore di circa 800 m rappresentato da peliti rossastre (*red*

beds) intercalate con banconi di arenarie grossolane e conglomerati in corpi canalizzati, con la presenza di banconi epivulcanici (rimaneggiati); questa facies fluvio-deltizia, interpretata come deposito di *overbank*, rappresenta la parte più alta del sistema di regressione e, poggiando sulla formazione sottostante in maniera conforme, è datata anch'essa Eocene inferiore.

- Formazione di Soğucak (Bartoniano inferiore; Ozcan et al., *in press*), che poggia in discordanza sulla successione dell'Eocene inferiore; questi calcari di mare basso con nummuliti rappresentano l'inizio della fase di trasgressione.

- Formazione di Tayfur (Önal, 1974), detta anche formazione di Ceylan (Siyako et al. 1989) o formazione di Burgaz (Sümengen & Terlemez 1991) che affiora lungo la diga di Tayfur. E' una sequenza di torbiditi sottili in facies di *slope*, ben stratificate e con una discreta continuità laterale, intercalati con alcuni strati arenacei di spessore variabile tra 20 e 80 cm, livelli vulcanoclastici e livelli ricchi in carbone. La parte alta di questa formazione è contraddistinta dall'aumento della componente vulcanica e soprattutto dalla presenza di un mega olistolite tufaceo (*ash flow*) con molte strutture tipo *slump* all'interno (Fig. 2.3.5). Questo olistolite è stato datato circa 30 Ma attraverso la datazione Ar-Ar (Oligocene, Di Vincenzo, 2009, commento personale, datazione effettuata su feldspati e biotiti) quindi il passaggio Eocene-Oligocene avviene nella parte basale della stessa formazione; al di sopra dell'olistolite continua la sequenza torbiditica, con strati arenacei più spessi e minore componente pelitica.



Fig. 2.3.4 Foto delle torbiditi della formazione di Karağaç dove si vedono le vene di calcite e l'alto rapporto arenaria/pelite



Fig. 2.3.5 Foto del megaolistolite di tufo (in bianco), con strutture di *slump*, all'interno della successione torbiditica in prossimità della diga di Tayfur

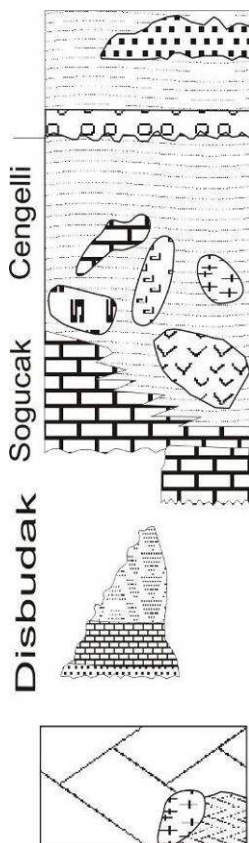


Fig. 2.3.6 Sezione Sud- Ganos (modificata da Okay et al., 2009)

SUD-GANOS

La successione (Fig. 2.3.6) è rappresentata da una serie di olistostromi e *debris flows* immersi una matrice torbiditica (Saner, 1985), denominata Formazione di Cengelli da Okay et al. (2009).

Tra il basamento ofiolitico e la formazione di Cengelli, in alcuni luoghi sono rimasti alcuni affioramenti della sequenza di Dişbudak (Ypresiano, Eocene inferiore), erosa nel resto del bacino. Si tratta di circa 30 m di una sequenza trasgressiva di arenarie e conglomerati che passano a calcari nodulari e poi marne e peliti (Okay et al., 2009). Questa serie è ricoperta in discordanza dai calcari di Soğucak e testimonia quindi una trasgressione marina bartoniana, seguita però da una fase di sollevamento ed erosione, prima della sedimentazione della formazione di Cengelli.

Essa inizia con la deposizione dei calcari di mare basso del Priaboniano, seguiti da circa 1000 m di *flysch* con blocchi olistolitici di varia natura; dopo un *gap* stratigrafico si passa poi a sabbie grossolane e conglomerati miocenici. La matrice flyschioide di questa formazione è costituita da un'alternanza regolare di sabbie da fini a medie, brune e molto bioturbate con livelli pelitici, di spessore da 10 cm a 80 cm. All'interno di questa successione di areniti-peliti si trovano blocchi olistolitici

costituiti da calcari di mare basso (Ypresiano e Bartoniano), calcari pelagici di età Cretaceo-Paleocene, serpentiniti (Foto 2.3.7), metabasiti, basalti, scisti verdi e gabbri. Questi blocchi di rocce ofiolitiche rappresentano degli olistoliti all'interno della formazione di Cengelli (Fig. 2.3.8 e 2.3.9) poiché (1) i blocchi sono circondati da sabbie e peliti con contatti conformi, (2) lo spessore di questa sequenza clastica è di diverse centinaia di metri (controllati dai sondaggi di pozzo) prima di raggiungere il basamento (Okay et al., 2009).

A Doluca Tepe affiorano circa 200 m di calcari di mare basso priaboniani, massivi, bianchi, con alghe, coralli e foraminiferi, che si trovano al di sopra della sequenza torbiditica con olistoliti (Özcan et al., 2007). Questo affioramento di calcari rappresenta un blocco franato (*syn-sedimentary slide block* secondo Okay et al., 2009).

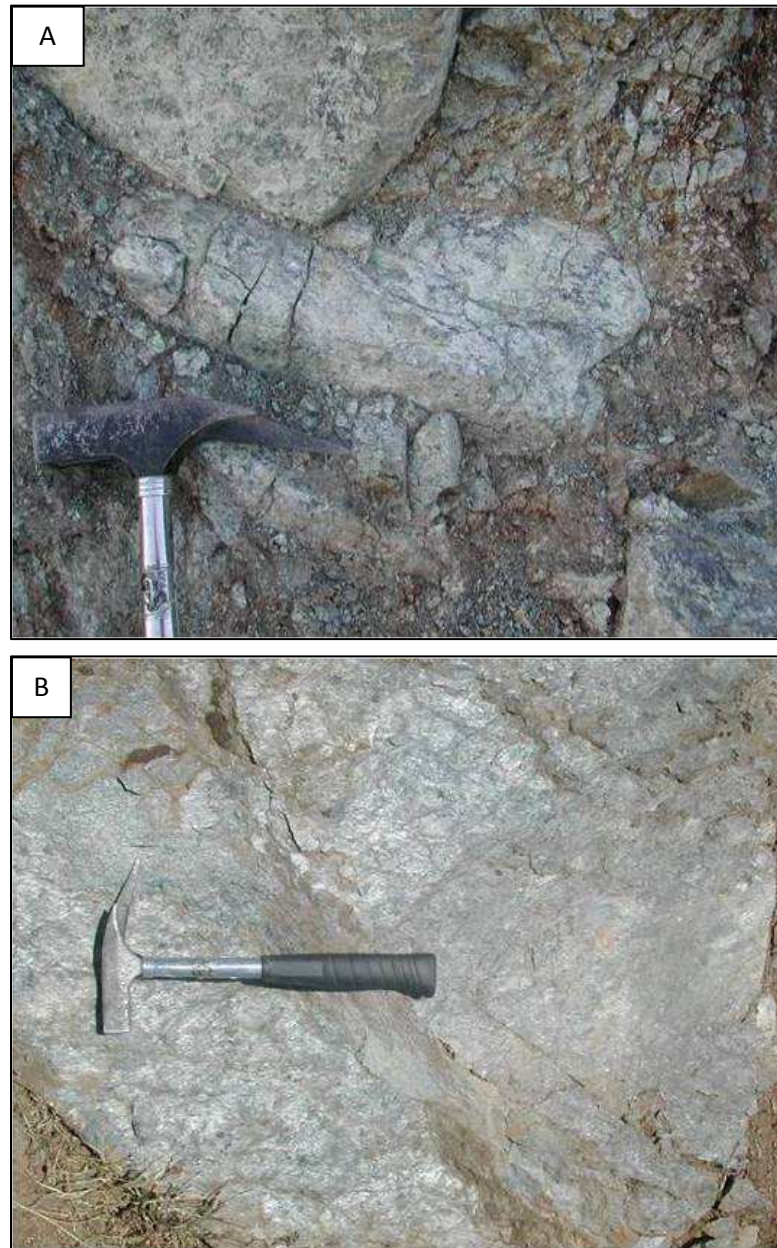


Fig. 2.3.7 Olistoliti all'interno della formazione di Cengelli (Sud Ganos): A) serpentiniti; B) bluscisti

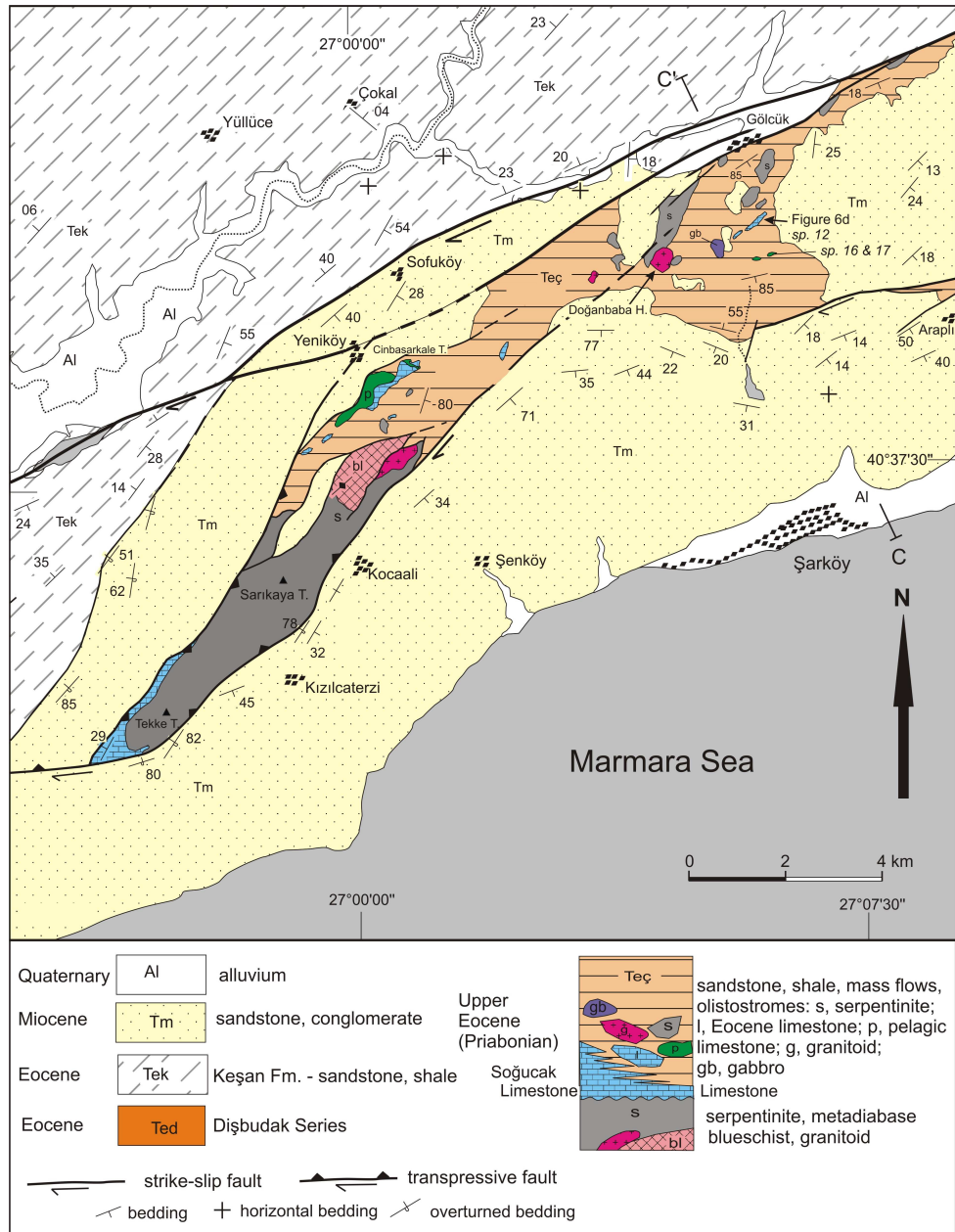


Fig. 2.3.8 Mappa geologica schematica degli affioramenti in pianta di ofioliti nella regione di Sarkoy. (Okay et al., 2009)

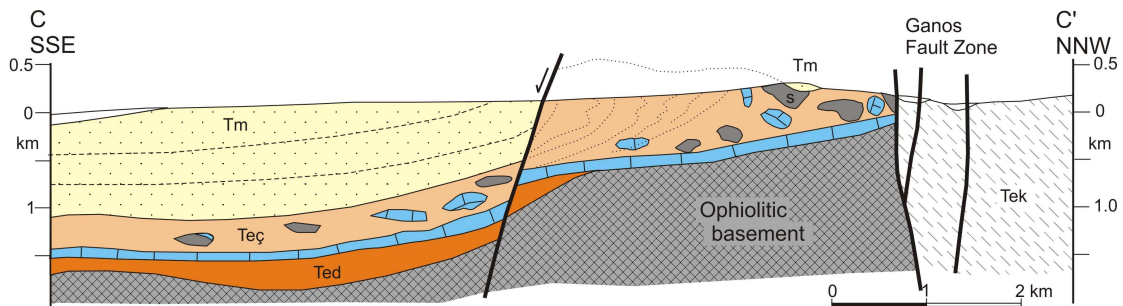


Fig. 2.3.9 Sezione geologica (C-C' indicato nella mappa di figura 2.3.8) degli olistoliti della regione di Sarkoy. (Okay et al., 2009)

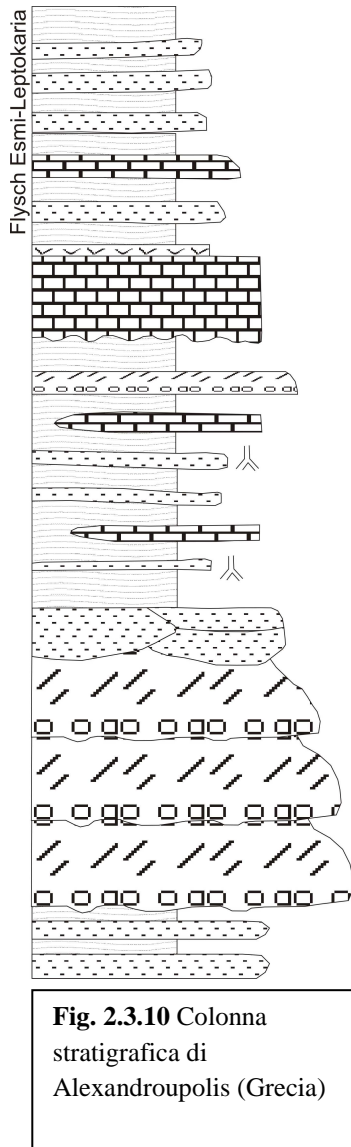
ALEXANDROUPOLIS

Fig. 2.3.10 Colonna stratigrafica di Alexandroupolis (Grecia)

In contatto discordante sul basamento rodopiano poggia il deposito conglomeratico basale (Fig. 2.3.10), con clasti di micascisti, gneiss, granodioriti, in facies di conoide alluvionale. Verso l'alto si passa ad un'alternanza (tipo "molassa") di arenarie e peliti fortemente bioturbate, con occasionali strati lenticolari di calcari marnosi e conglomerati (Papadopoulou, 1982); questi presentano una stratificazione incrociata alla scala delle dune, quindi potrebbero rappresentare una facies transizionale, con dei piccoli delta effimeri che sfociano in un mare poco profondo. Questo intervallo è datato Luteziano superiore (Eocene medio) per la presenza di nummuliti all'interno delle lenti carbonatiche (Papadopoulou, 1982). Verso l'alto questa facies conglomeratica passa ad una facies sabbiosa, costituita da arenarie medio-grossolane a laminazione piano-parallela, con basi erosive e gradazione diretta e resti di piante fossili all'interno; il sistema quindi evolve da un sistema di conoide alluvionale (*braided river-alluvial fun*) ad uno transizionale (Caracciolo, 2009). Segue una prima fase di approfondimento del bacino con la

deposizione di circa 80-100 m di carbonati di piattaforma stratificati, con nummuliti, coralli, alghe calcaree e bivalvi di età Luteziano-Priaboniano (Eocene medio-superiore), che poggiano in trasgressione (discordanza alla base) sulla sequenza basale

continentale o direttamente sul basamento metamorfico.

Si ha poi un approfondimento rapido nel Priaboniano (Eocene superiore) fino all'Oligocene con deposizione del Flysch di Esmi-Leptokaria (Caracciolo, 2009), di circa 500 m di spessore, costituito da torbiditi sottili con alternanza di strati arenacei a grana fine e peliti, con livelli di tufiti (di composizione andesitica-dacitica secondo Innocenti et al., 1984) e calcari a nummuliti allodapici.

Al di sopra poggia la successione oligocenica che testimonia l'inizio dell'attività vulcanica nell'Oligocene inferiore, non rappresentata in figura 2.3.10. La successione oligocenica può essere suddivisa in due parti (Caracciolo, 2009). La parte bassa è costituita da un'alternanza di arenarie fini e peliti scure, con laminazione piano-parallela seguita da strutture a ripple; verso l'alto si passa ad un intervallo caotico rappresentato da sabbie grossolane e conglomerati fini, con ciottoli di rocce vulcaniche e metamorfiche. Questa successione oligocenica termina con un livello di circa 1 m di tufiti (Caracciolo, 2009).

NORD-GANOS E KÖRUDAĞ

Le due successioni stratigrafiche (Fig. 2.3.11) che affiorano a Nord di Ganos sono costituite dalle stesse formazioni, dall'Eocene superiore all'Oligocene, e differiscono solo per il fatto che nella zona più ad Ovest (Körudağ) manca l'Eocene medio, che invece affiora alla base della successione subito a nord della Faglia di Ganos. In tutta questa parte del bacino si ritrovano i massimi spessori della sequenza torbiditica eocenica, che subisce un ciclo di regressione passando a depositi deltizi e continentali nell'Oligocene. La successione è continua, non ci sono discordanze né *gap* stratigrafici ed ha una continuità laterale per quasi tutto il bacino di Tracia da E a O, da Gaziköy fino a Keşan.

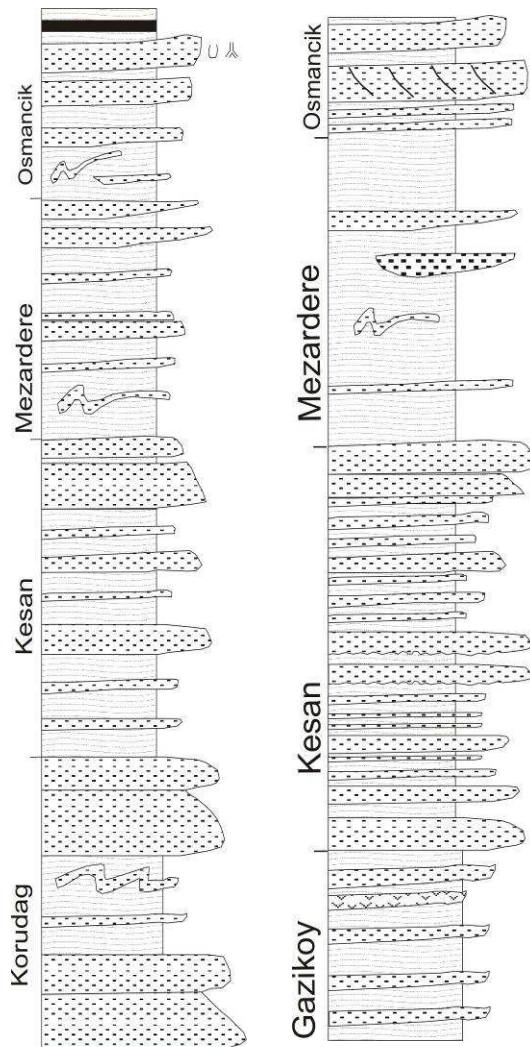


Fig. 2.3.11 Colonne stratigrafiche riassuntive delle sezioni di Korudağ (a sinistra) e Nord-Ganos (a destra), entrambe a nord della faglia di Ganos. Per localizzazione fare riferimento alla figura 2.2.1

Subito a nord della faglia di Ganos affiorano, in continuità stratigrafica:

- La Formazione di Gaziköy (Fig. 2.3.12) che è la più antica affiorante (Eocene medio) e si trova lungo la strada che va da Gaziköy fino a Uçmakdere. E' costituita da torbiditi sottili di piana di bacino, scure, fatte da alternanza regolare di peliti, siltiti, con rari strati arenacei fini (T_{c-e} della sequenza di Bouma) e livelli di emipelagiti, di colore più chiaro; sono presenti livelli vulcano clastici (di composizione andesitica) e lave basaltiche (Yilmaz & Polat, 1998). Lo spessore di questa formazione è di almeno 850 m (la base non si vede perché interrotta dalla Faglia di Ganos).

- Formazione di Kesan che affiora con uno spessore di più di 3 km sia sulla *Ganos Mountain* che sull'anticlinale di Körudağ. E' costituita da torbiditi marine prossimali, in facies di frangia di lobo, con alternanze regolari di sabbie medie (T_{a-c} della sequenza di Bouma) e peliti di colore bruno (alto rapporto arenarie/peliti) con livelli vulcanoclastici e lenti di conglomerati canalizzati intercalati tra i vari strati torbiditici. Questa formazione è molto ricca di impronte di fondo di paleocorrenti (*flute* e *groove casts* Fig. 2.3.13 C) e *ripple marks* che indicano una direzione del flusso da

WSW verso ENE, parallela alla faglia di Ganos (Okay et al., 2006); essa rappresenta

una sequenza monoclinale con gli strati che immergono tutti verso NNW (Fig. 2.3.13 A e B) ed è datata Eocene superiore, sulla base del contenuto in nannoplancton (Sümengen & Terlemez, 1991) e in accordo alle correlazioni crono stratigrafiche regionali (Siyako & Huvaz, 2008).

Verso Ovest (anticlinale di Körüdağ, località Kesan) la formazione di Kesan viene ulteriormente suddivisa dalla Formazione di Körüdağ (Şentürk & Karaköse, 1998), che differisce da quella sovrastante per variazioni di spessore e granulometria degli strati arenacei. Essa è costituita da torbiditi marine con alternanze di sabbie medio-grossolane e peliti (il rapporto arenarie/peliti è maggiore rispetto a Kesan); lo spessore totale di questa formazione è di 1500 m e sono presenti corpi arenacei canalizzati e discreti slump, con alcuni livelli di arenarie tuffitiche verso l'alto. Anche in questi strati si trovano impronte di paleo correnti e strutture tipo ripple e megaripple (flusso verso ENE).

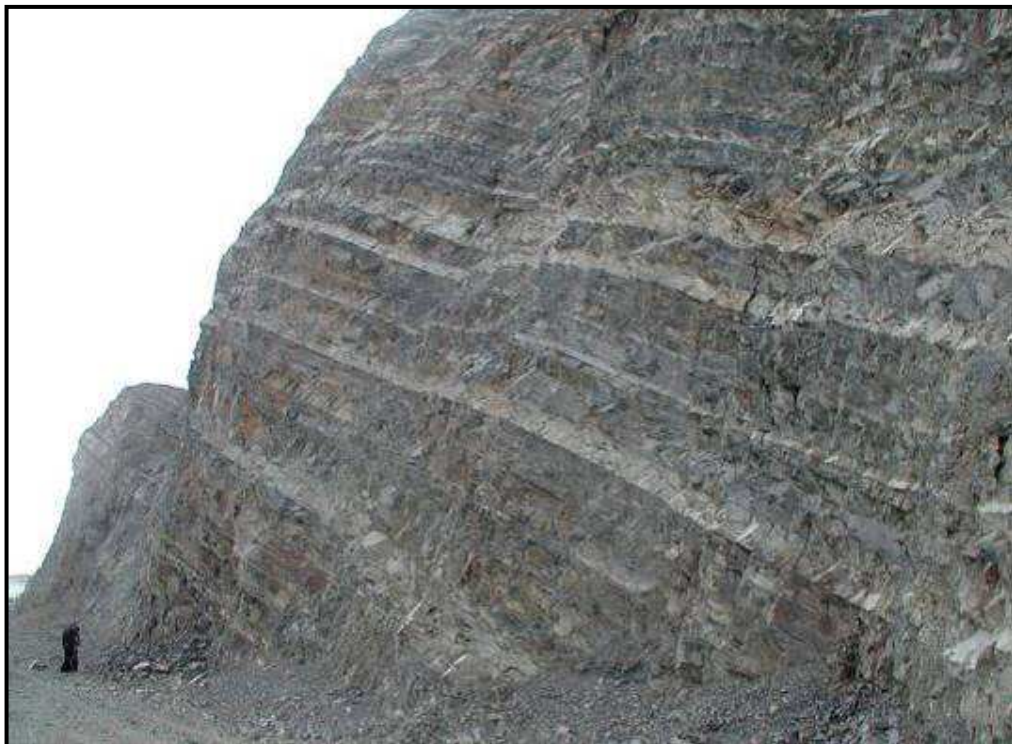


Fig. 2.3.12 Torbiditi sottili di piana di bacino della formazione di Gaziköy (la base è al contatto con la faglia di Ganos), lungo la strada che va da Gaziköy a Uçmakdere

- Al di sopra delle torbiditi eoceniche, prima distali e poi prossimali, si passa in continuità stratigrafica alla Formazione di Mezardere, costituita da circa 750 m di argille, siltiti e rari livelli di sabbie fini di ambiente di piattaforma e prodelta (laguna o baia costiera), con intercalazioni di strati arenacei fini con strutture tipo *ripple* e calcari argillosi: le siltiti sono di colore da grigio a verde, laminate e con resti di fossili di mare basso, tra cui bivalvi, gasteropodi, ostracodi e diatomee (Doust & Arıkan, 1974). Questa formazione inizia alla fine dell'Eocene superiore e continua per una parte del Rupeliano, Oligocene (Okay et al., 2009).

- Il ciclo di regressione termina con la deposizione della Formazione di Osmançik che è costituita da alternanze di sabbie grossolane in banchi spessi, con stratificazione

incrociata, e argilliti; ci sono degli interstrati conglomeratici e vulcanici con livelli di carbone e resti di piante. Questo intervallo è oligocenico e rappresenta un ambiente deltizio (Doust & Arikani, 1974).



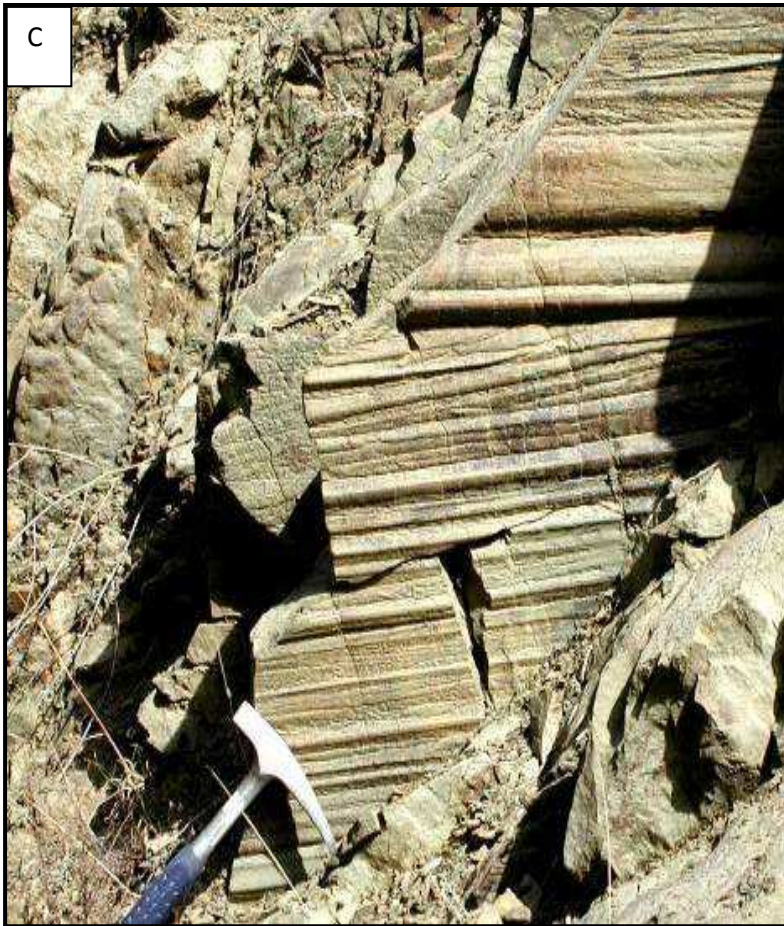


Fig. 2.3.13 Torbiditi prossimali della Formazione di Kesan: A) sequenza monoclinale con gli strati che immergono tutti verso NNW; B) dettaglio della facies di frangia di lobo con intervalli regolari della sequenza di Bouma con rapporto arenaria/pelite circa 50%; C) *Groove casts* con direzione circa E-W

I primi sedimenti che si accumulano nel Bacino di Tracia (Eocene medio) mostrano dei *patterns* deposizionali irregolari, con delle brusche variazioni laterali di facies (Siyako & Huvaz, 2007) (Fig. 2.3.14); ciò è dovuto a variazioni nel tasso di sedimentazione, di subsidenza, livello del mare e spazio di accomodamento, che derivano dall'instabilità del bacino, controllato dalla tettonica (Huvaz, 2005) ed in particolare, secondo Turgut et al (1991), da un regime transtensivo.

Per ottenere un quadro cronostratigrafico completo dell'area di studio è stato necessario correlare tra di loro le diverse successioni stratigrafiche, divise tra nord e sud della Faglia di Ganos (considerando che per una corretta ricostruzione palinspastica tutto il blocco a sud dovrebbe essere traslato verso est di circa 50-70 km, secondo l'*offset* della Faglia Nord-Anatolica). Le correlazioni cronostratigrafiche sono state fatte sia considerando le datazioni (sia relative che assolute) finora conosciute per questa parte del bacino.

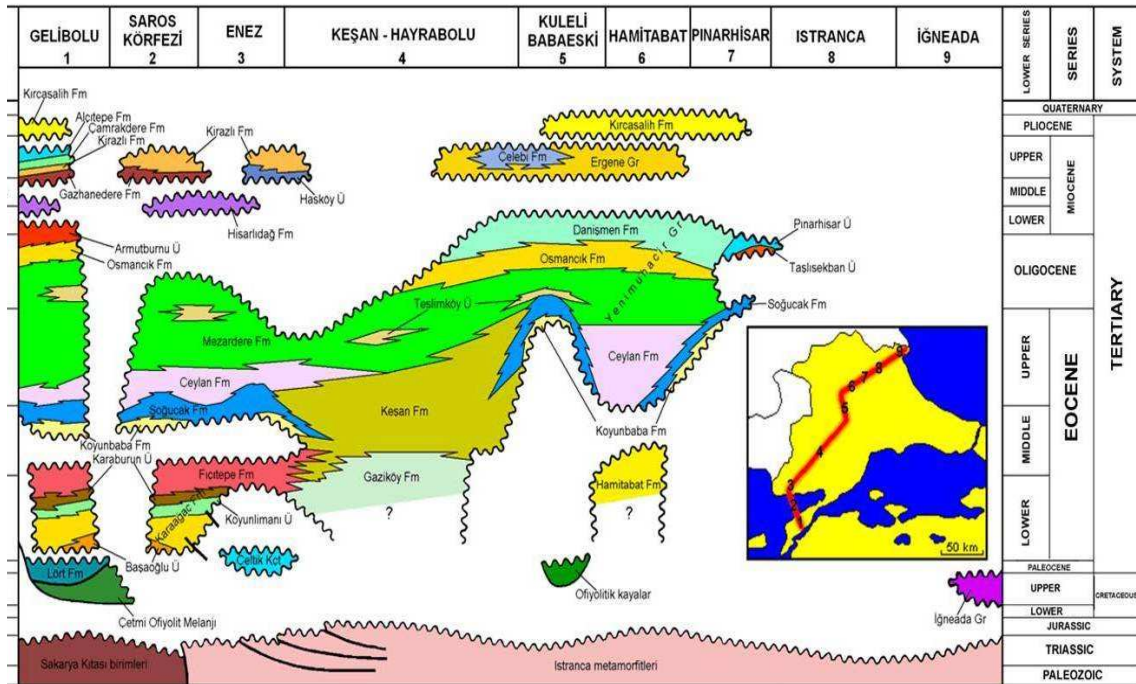


Fig. 2.3.14 Correlazioni cronostatigrafiche tra varie sezioni del bacino di Tracia. Si notano importanti discordanze e variazioni laterali di facies. Siyako (2008)

Per quanto riguarda le successioni meridionali, da ovest verso est si susseguono (i) l'isola di Gökçeada, (ii) la successione di Gallipoli e (iii) la sequenza olistolitica di Sud-Ganos. Come si vede dalla figura 2.3.15 ci sono dei limiti cronostatigrafici ben definiti e attendibili (linea continua) ed altri che sono incerti (linea tratteggiata) per la scarsa quantità e qualità di informazioni e datazioni.

Sicuramente le datazioni più affidabili e dettagliate sono riferite alla successione Sud-Ganos (Okay et al., 2009; Özcan et al., 2009). I banconi carbonatici (Formazione di Soğucak) che affiorano a Gökçeada e a Gallipoli, seppur con diverso spessore, sono stati datati, grazie alla presenza di nummuliti, al limite Luteziano superiore - Bartoniano inferiore i primi e Bartoniano inferiore i secondi (Eocene medio, Özcan et al., 2009). Nella regione di Sarkoy (Sud-Ganos), invece, il basamento ofiolitico del Cretacico superiore (chiusura dell'Oceano Intra-Pontide) è ricoperto, dopo una discordanza, da calcari neritici (sempre appartenenti alla Formazione di Soğucak) che sono datati Bartoniano superiore - Priaboniano (Subzona 19a secondo Özcan et al., 2009).

In alcuni punti è presente la serie di Disbudak tra il basamento ofiolitico e i calcari di Soğucak (come rivelato dalle stratigrafie dai sondaggi petroliferi); le datazioni effettuate sul livello carbonatico di questa serie indicano un'età Ypresiano superiore fino al Luteziano (Okay et al., 2009).

La formazione di Soğucak è ricoperta, sempre in maniera discordante, dal flysch di Cengelli. La maggior parte degli olistoliti contenuti in questa formazione contengono associazioni di foraminiferi bentonici caratteristici delle Subzone 18 o 19 (Bartoniano superiore - Priaboniano) ma ci sono anche degli olistoliti più antichi, riferiti alla Subzona 10, datata Ypresiano superiore (Özcan et al., 2009).

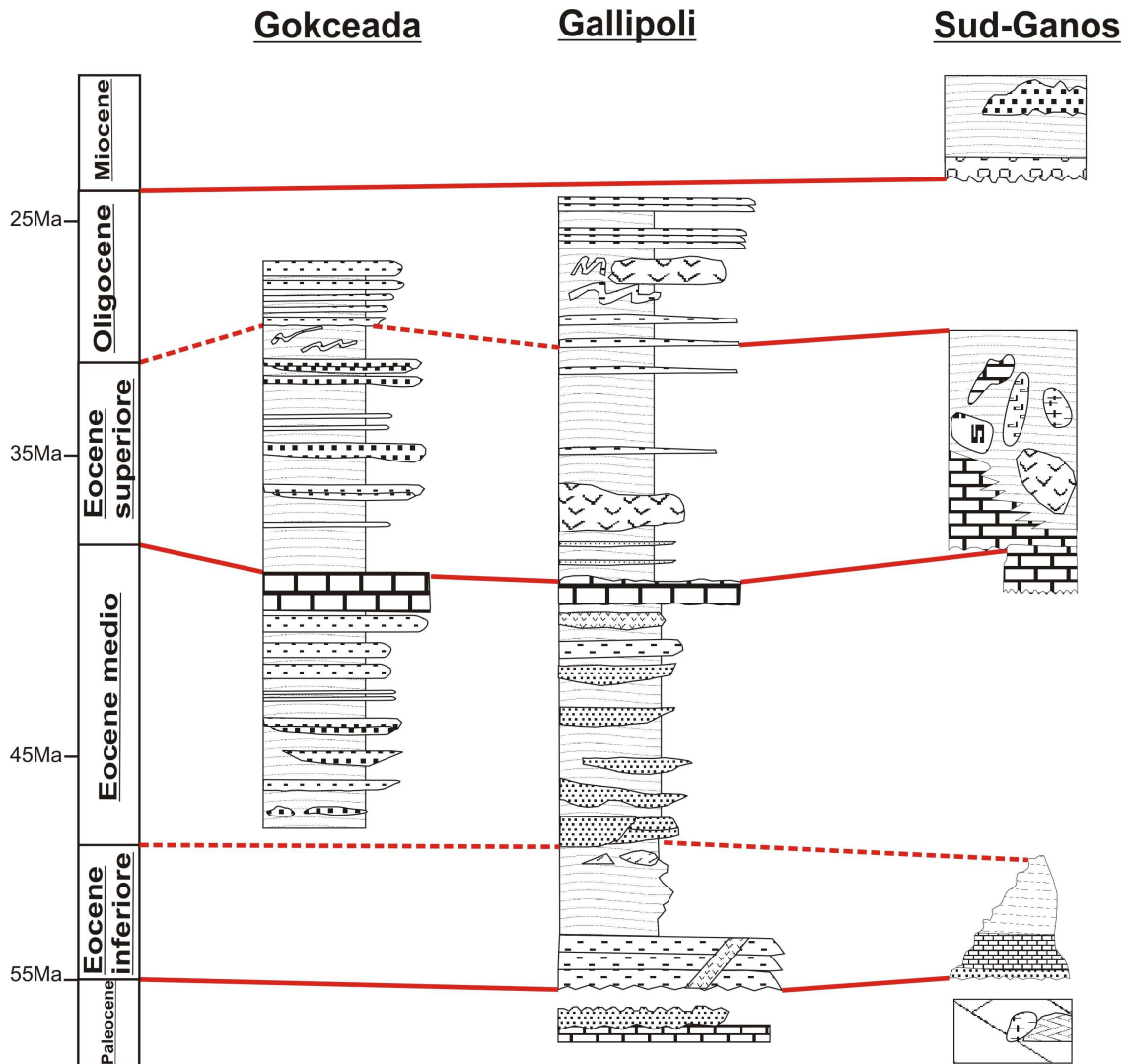


Fig. 2.3.15 Correlazione cronostratigrafica per la parte a Sud della faglia di Ganos, da Ovest verso Est (linea continua sono attendibili, linea tratteggiata sono incerti)

Per quanto riguarda la sezione di Gallipoli i calcari pelagici che si trovano alla base della successione (formazione di Lört) sono di età cretacea (Önal, 1986; Siyako & Huvaz, 2008) e le torbiditi che poggiano sopra in maniera discordante (formazione di Karağaaç) sono datate, sulla base di foraminiferi bentonici e nannoplancton, Ypresiano (Sümengen & Terlemez 1991). L'età della deposizione della formazione di Fiçipete (correlabile litostratigraficamente anche alla parte bassa di Gökçeada) risulta quindi essere Eocene medio (Luteziano) sulla base dei rapporti stratigrafici (Siyako & Huvaz, 2008; Sümengen & Terlemez 1991); infatti essa si trova tra le torbiditi ypresiane alla base e i calcari a nummuliti (Luteziano-Priaboniano) al tetto.

Datazione cronometrica importante è quella effettuata sull'olistolite di tufo della parte alta della sezione di Gallipoli (diga di Tayfur). La datazione Ar-Ar effettuate sia su biotiti che su feldspati dal Dott. Gianfranco Di Vincenzo presso il Laboratorio CNR-IGG di Pisa hanno fornito un'età di circa 30 Ma (Rupeliano), differentemente da quanto

riportato da diversi autori che hanno attribuito un'età eocenica superiore a questa formazione (Sùmengen & Terlemez 1991; Önal, 1986; Siyako et al., 1989).

Sulla base delle datazioni spiegate sopra e delle correlazioni litostratigrafiche (soprattutto tra Gökçeada e Gallipoli) si è potuto ricostruire il quadro cronostatigrafico delle successioni a sud della faglia di Ganos (Fig. 2.3.15).

Per quanto riguarda invece la parte a nord (Fig. 2.3.16), sempre da ovest verso est, si susseguono le successioni di (i) Alexandroupolis (Grecia) (ii) Korudağ-Kesan e (iii) Nord-Ganos. A parte il bancone carbonatico presente in Grecia, per questa serie le uniche informazioni si ottengono con l'analisi del nannoplancton e con le correlazioni litostratigrafiche tra le varie parti del bacino (schema cronostatigrafico di Siyako & Huvaz, 2008).

Per la successione di Alexandroupolis mi sono riferita alla Carta Geologica della Grecia (Papadopoulos, 1982, scala 1:50000), nel quale i carbonati neritici con nummuliti, alghe, coralli (Em.mc) sono datati Luteziano superiore – Priaboniano. Il deposito conglomeratico basale (conoidi alluvionali) è datato Luteziano superiore per la presenza di nummuliti all'interno delle lenti carbonatiche (Papadopoulos, 1982), mentre il flysch al di sopra del bancone carbonatico (Flysch di Esimi-Leptokaria) è del Priaboniano (Caracciolo, 2009).

La formazione di Kesan (presente sia nella successione di Korudağ che in quella di Nord-Ganos) è datata all'Eocene superiore sulla base del contenuto in nannoplancton (Sùmengen & Terlemez, 1991), in accordo con la stratigrafia regionale (Siyako & Huvaz, 2008) e secondo le informazioni della Carta Geologica della Turchia (Şentürk & Karaköse, 1998, scala 1:100000).

La Formazione di Mezardere, invece, inizia già alla fine dell'Eocene superiore e continua nell'Oligocene (Okay et al., 2009), seguita poi in continuità dalla Formazione di Osmancik oligocenica (Doust & Arıkan, 1974; Okay et al., 2009).

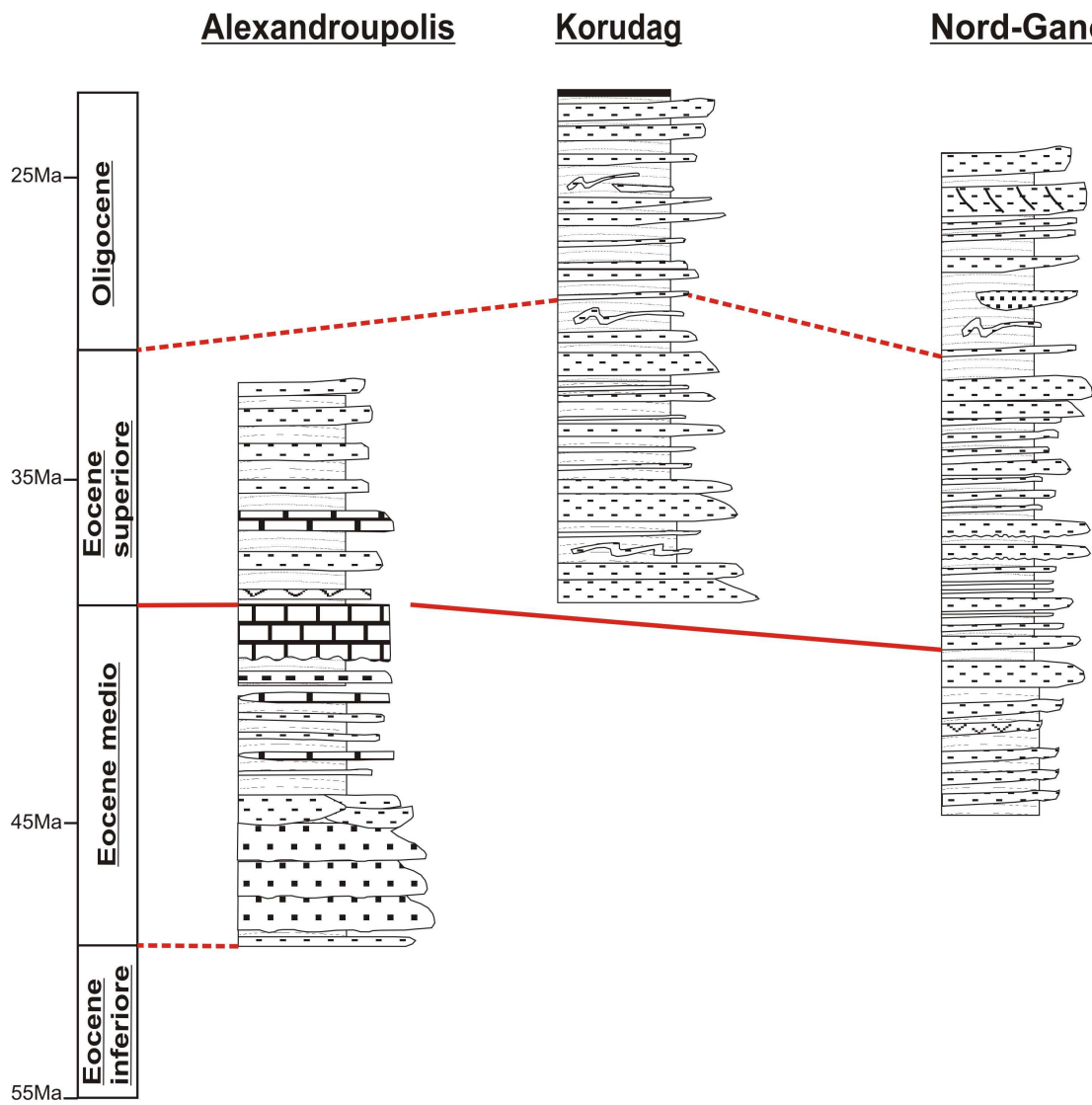


Fig. 2.3.16 Correlazione cronostratigrafica per la parte a Nord della faglia di Ganos, da Ovest verso Est

3- CAMPIONATURA E METODI

3.1 Campagna raccolta campioni

Nell'area di studio sono stati raccolti 132 campioni prelevati nelle sei zone di studio rappresentate dalle successioni descritte nel capitolo precedente. Dove le successioni erano continue e non mostravano particolari variazioni litologiche si è cercato di mantenere un intervallo di campionatura sufficientemente costante. In generale si è campionato dovunque ci fosse un cambiamento di facies, formazione, struttura o paleocorrente, prediligendo, a parità delle altre caratteristiche, gli strati a grana media e non alterati.

Tra i campioni raccolti ne sono stati poi selezionati 77 per la determinazione della composizione principale e 40 per i minerali pesanti; la scelta è stata effettuata sulla base della collocazione stratigrafica dei campioni, la grana, la quantità di materiale raccolto sufficiente per la preparazione dei minerali pesanti. I campioni rappresentano in modo sufficientemente completo le principali zone di affioramento delle successioni sia arealmente (Fig. 3.1.1) che stratigraficamente (Fig. 3.1.2).

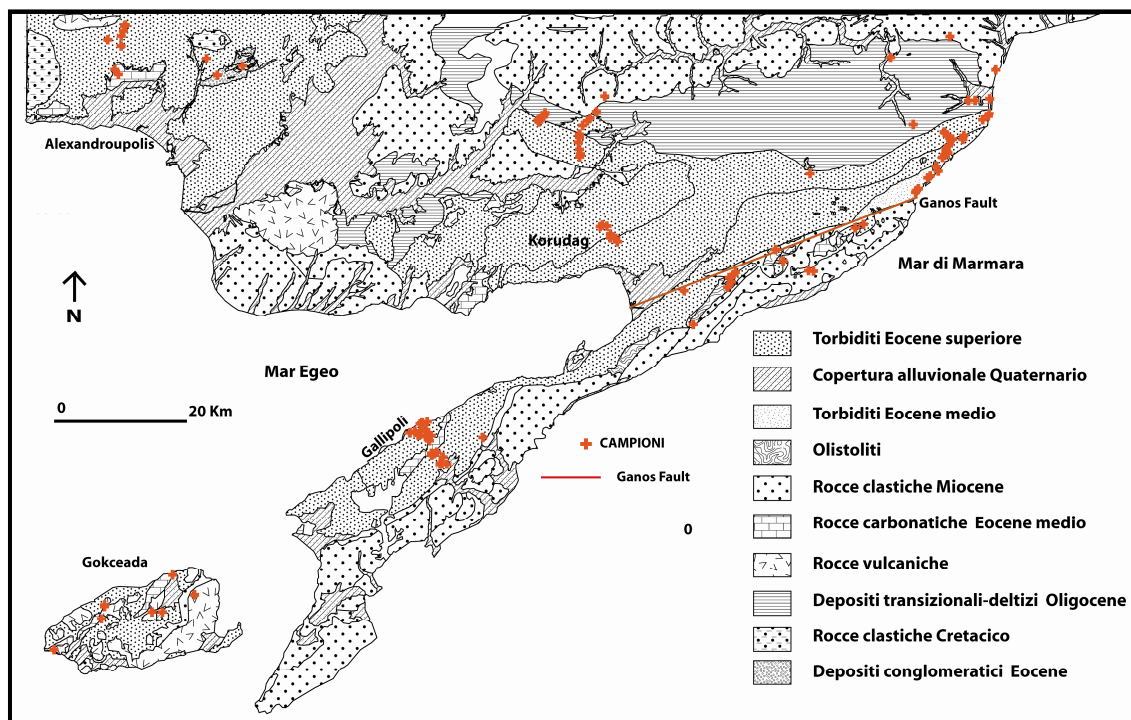
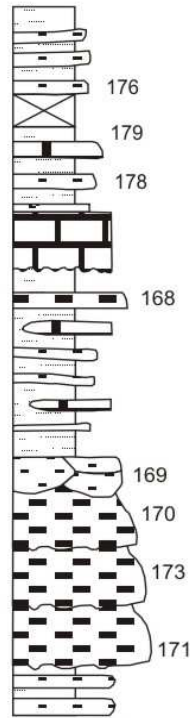
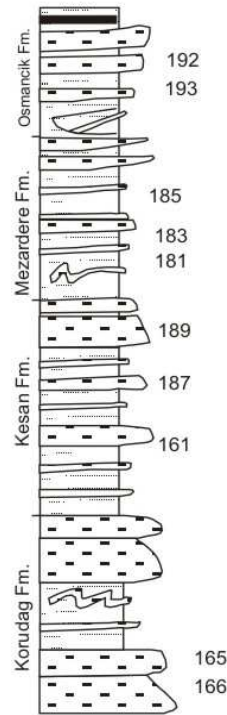


Fig. 3.1.1 Carta geologica semplificata della zona di studio con localizzazione dei campioni (in verde) suddivisi tra le sei successioni stratigrafiche: Gökçeada, Gallipoli, Sud-Ganos, Nord-Ganos, Korudağ, Alexandroupolis

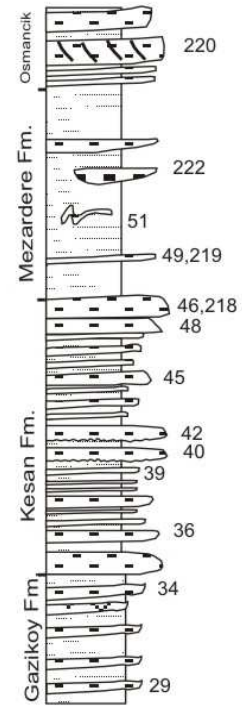
ALEXANDROUPOLIS



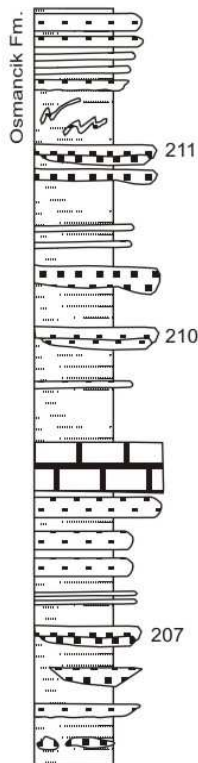
KORUDAG



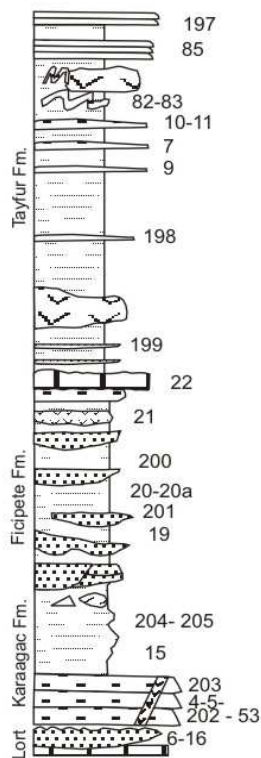
NORD-GANOS



GOKCEADA



GALLIPOLI



SUD-GANOS

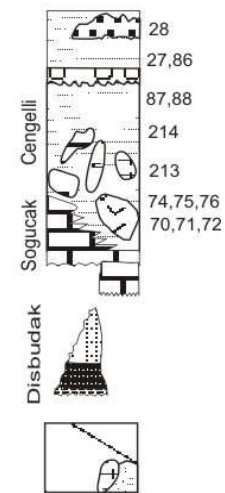


Fig. 3.1.2 Posizione stratigrafica dei campioni esaminati distribuiti nelle sei successioni stratigrafiche (sopra quelle a nord della faglia di Ganos e in basso quelle a sud). Per la descrizione delle successioni fare riferimento al paragrafo 2.2

3.2 Preparazione campioni

I campioni sono stati trattati per lo studio petrografico in sezione sottile e per l'analisi dei minerali pesanti. Per il primo sono state realizzate un totale di 115 sezioni sottili utilizzando resina epossidica normale.

Per facilitare la distinzione dei feldspati, la maggior parte delle sezioni è stata colorata immergendole prima nell'acido fluoridrico e dopo in una soluzione di sodio-cobalto-nitrito che colora i feldspati potassici in giallo (tempo di immersione circa 40-50 secondi a seconda della grana). Per la distinzione dei carbonati le sezioni sono state trattate utilizzando una soluzione di alizarina rossa e ferrocianuro (immersione 30 secondi), grazie alla quale la calcite diviene di colore rosso, la dolomite non si tinge e la calcite ferrosa si tinge di azzurro. Dopo aver effettuato le colorazioni, tutte le sezioni sono state ricoperte con un vetrino coprioggetti.

I campioni sui quali è stato effettuato uno studio diagenetico di dettaglio sono stati analizzati anche con la catodoluminescenza, al SEM e con la microsonda.

La prima tecnica permette di riconoscere i feldspati albitizzati (che non presentano luminescenza) mentre normalmente i plagioclasti mostrano una luminescenza blu mentre i k-feldspati verde; per osservare il campione al microscopio elettronico a scansione sono state preparate sezioni sottili lucidate da entrambi i lati, non coperte e utilizzando una resina termoresistente.

Le osservazioni al microscopio elettronico (SEM), invece, sono state condotte su frammenti di roccia non alterati (dimensione circa 1 mm), e metallizzati con oro e si sono effettuate sui campioni in cui la determinazione del cemento argilloso precipitato era difficile al solo microscopio ottico.

Le analisi in microsonda, invece, sono state effettuate su alcuni cementi carbonatici e feldspati; nel primo caso si è trattato di verificare e confrontare la composizione chimica dei cementi e dei granuli carbonatici, mentre i feldspati sono stati analizzati per dimostrare la parziale o totale albitizzazione degli stessi.

3.3 Digitalizzazione carta e localizzazione dei campioni

Tutti i campioni sono stati localizzati precisamente utilizzando le misure GPS prese in campagna. Poiché non esiste un'unica carta geologica comprendente tutta la zona di studio, la digitalizzazione della nuova carta è stata effettuata unendo quattro carte (2 per la Grecia e 2 per la Turchia): Carta Geologica della Grecia (Papadopoulos, 1982, fogli Alexandroupolis e Ferai-Peplos-Ainos, scala 1:50000), Carta Geologica della Turchia (Şentürk & Karaköse, 1998, foglio D3-B4, scala 1:100000), Carta Geologica della Turchia (Türkecan & Yurtsever, 2002, foglio Istanbul, scala 1:250000).

Le suddette carte sono state prima geo-referenziate, attraverso il software ArcGis, nel sistema di coordinate WSG84- UTM fuso 35, e poi sono state digitalizzate, definendo diverse classi suddivise per età, formazione e litologia. Dopo la digitalizzazione in base alle coordinate i campioni sono stati rappresentati (ArcGis) come si vede nella carta geologica in appendice.

3.4 Metodo di conteggio per composizione modale

Per l'analisi petrografica si è utilizzato un microscopio polarizzatore Zeiss Axioplan, sul quale è stato montato un tavolino traslatore per il conteggio delle sezioni.

L'analisi quantitativa è stata eseguita tramite un reticolo a maglie quadrate i cui lati si misurano con gli scatti del carrello, per cui si contano tutti i punti sopra i quali ricade il centro del crocefilo, procedendo lungo l'asse y con i vari scatti del tavolino per ogni spostamento lungo x (in questo modo ogni punto della sezione è definito da due coordinate).

La scheda di conteggio utilizzata è quella proposta da Cibin & Di Giulio, 1996 (Fig. 3.4.1), che prevede l'utilizzo del metodo Gazzi-Dickinson modificato, che riduce l'influenza della grana sulla composizione modale (Zuffa, 1980; Ingersoll et al., 1984; Zuffa, 1987). Secondo questo metodo infatti i frammenti di roccia a grana grossa (singoli cristalli di dimensioni maggiori di 0,063 mm) sono classificati nella scheda di conteggio sia in base al minerale che ricade sotto il crocefilo dell'oculare sia in base alla natura del frammento di roccia a cui esso appartiene. Per esempio, un frammento di roccia plutonica costituito da cristalli di quarzo e feldspati di dimensioni maggiori di 0,063 mm sarà contato come (i) quarzo in roccia plutonica o (ii) feldspato in roccia plutonica, a seconda di dove ricade il crocefilo). Nella voce "L" (*lithic*) sono quindi compresi solo i frammenti di roccia in cui i singoli cristalli hanno dimensioni inferiori a 0,0625 mm (Zuffa, 1987).

Il vantaggio di questo metodo è sicuramente quello di poter confrontare campioni di grana diversa, proprio perché essa non influisce sulla risultante composizione petrografica.

Il limite fra scheletro e matrice è stato posto a 0,031 mm (Dott, 1964; Folk, 1974) e il silt grossolano (granuli compresi fra 0,031 mm e 0,063 mm) è stato conteggiato in un'apposita classe composizionalmente indeterminata fra i costituenti dello scheletro e non utilizzata nei diagrammi composizionali; ciò a causa delle difficoltà che si incontrano nel determinare la composizione di granuli di tali dimensioni.

Le varie classi di conteggio della scheda utilizzata (Cibin & Di Giulio, 1996 modificata) sono state modificate in base ai campioni contati, eliminando i costituenti che non erano presenti in nessuna sezione ed introducendo altre classi di conteggio, dove necessario; nella tabella 1 sono mostrate tutte le categorie utilizzate.

I	II	III	Code	Petrographic Classes	Parameters	Diagram
NCE	Q		QSC	Quartz (single crystal)	NCE	NCE-CE-NCI+CI
NCE	Q		QPC	Coarse-grained polycrystalline quartz	CE	NCE-CE-NCI+CI
NCE	Q		QPF	Fine-grained polycrystalline quartz	NCI	NCE-CE-NCI+CI
NCE	Q		QVA	Quartz in acidic volcanic r.f.	CI	NCE-CE-NCI+CI
NCE	Q		QPR	Quartz in plutonic r.f.	NCI+CI	NCE-CE-NCI+CI
NCE	Q		QPG	Quartz in plutonic or gneissic r.f.	Q	Q-F-L
NCE	Q		QMH	Quartz in high-grade metamorphic r.f.	F	Q-F-L
NCE	Q		QMM	Quartz in medium-grade metamorphic r.f.	L	Q-F-L
NCE	Q		QML	Quartz in low-grade metamorphic r.f.	L+CE	Q-F-L
NCE	Q		QSD	Quartz in sandstone	K	Q-K-P
NCE	K		KSC	K-feldspar (single crystal)	P	Q-K-P
NCE	K		KVA	K-feldspar in acidic volcanic r.f.	Lm	Lm-Lv-Ls
NCE	K		KPR	K-feldspar in plutonic r.f.	Ls	Lm-Lv-Ls
NCE	K		KPG	K-feldspar in plutonic or gneissic r.f.	Lv	Lm-Lv-Ls
NCE	K		KMH	K-feldspar in high-grade metamorphic r.f.	Ls + CE	Lm-Lv-Ls
NCE	K		KSD	K-feldspar in sandstone		
NCE	K		KSV	K neovolcanic single crystal		
NCE	P		PNV	Plagioclase in neovolcanic		
NCE	P		PSC	Plagioclase (single crystal)		
NCE	P		PVA	Plagioclase in acidic volcanic r.f.		
NCE	P		PVI	Plagioclase in intermediate volcanic r.f.		
NCE	P		PPR	Plagioclase in plutonic r.f.		
NCE	P		PPG	Plagioclase in plutonic or gneissic r.f.		
NCE	P		PMH	Plagioclase in high-grade metamorphic r.f.		
NCE	P		PMM	Plagioclase in medium-grade metamorphic r.f.		
NCE	P		PML	Plagioclase in low-grade metamorphic r.f.		
NCE	P		PSD	Plagioclase in sandstone		
NCE	P		PSV	Plagioclase neovolcanic (single crystal)		
NCE	F		FEL	Feldspars (K o P)		
NCE	L	Lv	LVA	Acidic volcanic r.f.		
NCE	L	Lv	LVI	Intermediate volcanic r.f.		
NCE	L	Lv	LVB	Basic volcanic r.f.		
NCE	L	Lm	LMM	Slate		
NCE	L	Lm	LML	Low-grade metamorphic (Phyllite)		
NCE	L	Lm	LCH	Chlorite - schist		
NCE	L	Lm	LSS	Serpentine - schist		
NCE	L	Lm	LMS	Massive serpentinite		
NCE	L	Ls	LSC	Chert		
NCE	L	Ls	LNS	Non carbonate cemented siltstone		
NCE	L	Ls	LCS	Carbonate cemented siltstone		
NCE	L	Ls	LSH	Shale e argillite		
NCE	L	Lv	MGH	Microgranular-Hypoabissal		
NCE	L	Lv	LNV	Litic neovolcanic		
NCE	L	Lv	LVG	Volcanic glass r.f.		
NCE	L	Lv	MGN	Microgranular-Hypoabissal Neovolcanic		
NCE			MSC	Mica and chlorite (single crystal)		
NCE			MPG	Mica and chlorite in plutonic or gneissic r.f.		
NCE			MMR	Mica and chlorite in metamorphic r.f.		
NCE			HEM	Heavy mineral		
NCE			MNV	Mica neovolcanic		
NCI			GLA	Glaucony		
NCI			IOX	Iron oxide		
CE			DLS	Dolostone (single crystal)		
CE			DCG	Dolostone (coarse grained)		
CE			DFG	Dolostone (fine grained)		
CE			DOL	Dolomitic limestone		
CE			FOL	Foliated limestone		
CE			MCL	Micritic limestone(mudstone)		
CE			MSL	wackestone		
CE			SPL	packstone		
CE			MGL	grainstone		
CE			FSK	Fossil (single skeleton)		
CI			OOL	Oolite		
CI			BIO	Bioclast		
CI			INT	Intraclast		
CI			PEL	Peloid		
UF			CAV	Chert or acid volcanic r.f		
UF			USC	Undetermined siliciclast		
UF			LMC	Limeclast		
UF			ALT	Alterite		
UF			CUG	Calcite in undetermined grain		
UF			PUG	Pore in undetermined grain		
UF			MOP	Moldic pore		
MT			MCM	Siliciclastic matrix - clay minerals		
MT			MSS	Siliciclastic matrix - silt (4-5 phi)		
MT			MCA	Carbonate matrix		
CM			CSM	Intergranular calcite (spar and microspar)		
CM			DSM	Dolomite		
CM			OTC	Other cement		
CM			INP	Intergranular pore		
X			PYC	Patchy calcite (plaga autigena)		
X			OPM	Other patchy mineral		
X			OVP	Oversized pore		

Tabella 1 Categorie utilizzate per la quantificazione petrografica delle areniti del bacino di Tracia (code indica il codice di conteggio). I II e III sono i tre livelli di classificazione delle varie voci di conteggio, utilizzate per la costruzione dei diagrammi ternari di I, II e II ordine rispettivamente (come indicato nelle ultime due colonne a destra). NCE = Granuli Extrabacinali non-carbonatici, CE = Granuli Extrabacinali carbonatici, NCI = Granuli Intrabacinali non-carbonatici , CI = Granuli Intrabacinali carbonatici, UF = Indeterminati, MT = Matrice, CM = Cemento, X = Ossatura più interstizio, Q = Quarzo, K = K-feldspato, P = Plagioclasio, L = Frammenti di roccia a grana fine (Lv = vulcanico, Lm = metamorfico, Ls = sedimentario)

I II e III sono i tre livelli di classificazione delle varie voci di conteggio, utilizzate per la costruzione dei diagrammi ternari di I, II e II ordine rispettivamente (come indicato nelle ultime due colonne a destra della tabella 1).

Le varie classi di conteggio sono state così suddivise:

NCE = Granuli Extrabacinali non-carbonatici

CE = Granuli Extrabacinali carbonatici

NCI = Granuli Intrabacinali non-carbonatici

CI = Granuli Intrabacinali carbonatici

UF = Indeterminati

MT = Matrice

CM = Cemento

X = Ossatura più interstizio

Q = Quarzo

K = K-feldspato

P = Plagioclasio

L = Frammenti di roccia a grana fine (Lv = vulcanico, Lm = metamorfico, Ls = sedimentario).

Seguendo i criteri di Zuffa (1980) durante il conteggio delle sezioni è stata fatta un'ulteriore suddivisione tra granuli paleo e neovulcanici. Il riconoscimento e la distinzione tra quelli che derivano da erosione di vecchi apparati vulcanici (Paleo) o da vulcanesimo attivo all'interno o all'esterno del bacino deposizionale (Neo) è fatta in base alla tessitura, caratteristiche petrografiche, dimensioni e composizione mineralogica (Zuffa 1987, Zuffa, 1995).

Per ciascun campione sono stati contati 300 granuli dell'ossatura (di conseguenza, senza considerare cemento, matrice o interstizi) e quindi fino a 500-600 punti sui componenti della roccia totale. Una volta compilate tutte le schede di conteggio, complete di tutte le classi contate ed eventuali informazioni aggiuntive sulla descrizione della sezione, si è proceduto alla costruzione dei vari diagrammi ternari di composizione, che si differenziano in base all'ordine di classificazione.

Il primo livello di classificazione (Zuffa, 1980) è definito sulla base del contenuto in percentuale dei grani appartenenti alle classi NCE, CE, NCI e CI. Questa classificazione è quella di carattere più generale e può essere data da vari diagrammi triangolari ciascuno dei quali ha per vertici tre dei quattro parametri indicati (i vertici vengono scelti in base alle variazioni più significative delle quattro classi). La componente extrabacinale (NCE, CE) fornisce informazioni sull'area sorgente (litologia, processi, età, clima), mentre la componente intrabacinale (NCI, CI) è utile per risalire alle condizioni fisiche, chimiche e biologiche del bacino sedimentario di deposizione.

Soprattutto per le arenarie in cui i componenti extrabacinali (NCE e CE) sono predominanti è necessario utilizzare il secondo livello di classificazione; esso è definito sulla base del contenuto in percentuale dei tre vertici: Q (quarzo monocristallino in cristalli singoli, quarzo policristallino e quarzo incluso in rocce a grana grossa), F (feldspati, sia come cristalli singoli che in rocce a grana grossa), L (frammenti di roccia a grana fine a cui sono aggiunti anche i carbonati extrabacinali CE).

Il diagramma triangolare di secondo ordine QFL è quello più usato per la descrizione e caratterizzazione delle diverse petrofacies, anche se la nomenclatura delle areniti varia in base ai diagrammi classificativi usati dagli Autori. Dickinson & Suczek (1979) discriminano i granuli terrigeni secondo i principali costituenti delle rocce madri (senza includere i frammenti di roccia carbonatici terrigeni) utilizzano il diagramma QFL da per stabilire la provenienza, in termini di ambiente geodinamico.

Non sempre i primi due ordini di classificazione sono sufficienti per descrivere la composizione delle areniti. Si utilizzano diagrammi ternari o binari del terzo ordine, sulla base di parametri più specifici che si definiscono di campione in campione in base, stabilendo sia gli indicatori composizionali più specifici, sia la rappresentazione grafica più opportuna. Alcuni esempi di diagrammi di III ordine più usati per la caratterizzazione della roccia e per la suddivisione in petrofacies sono (i) il diagramma dei litici, che mette a confronto la composizione dei frammenti di roccia a grana fine (i vertici sono Lm, Lv, Ls), (ii) quello dei feldspati, che li divide in plagioclasti e feldspati potassici (Q, K, P) e (iii) quello dei litici vulcanici, che separa la componente neovulcanica da quella paleo-vulcanica.

3.5 Minerali pesanti

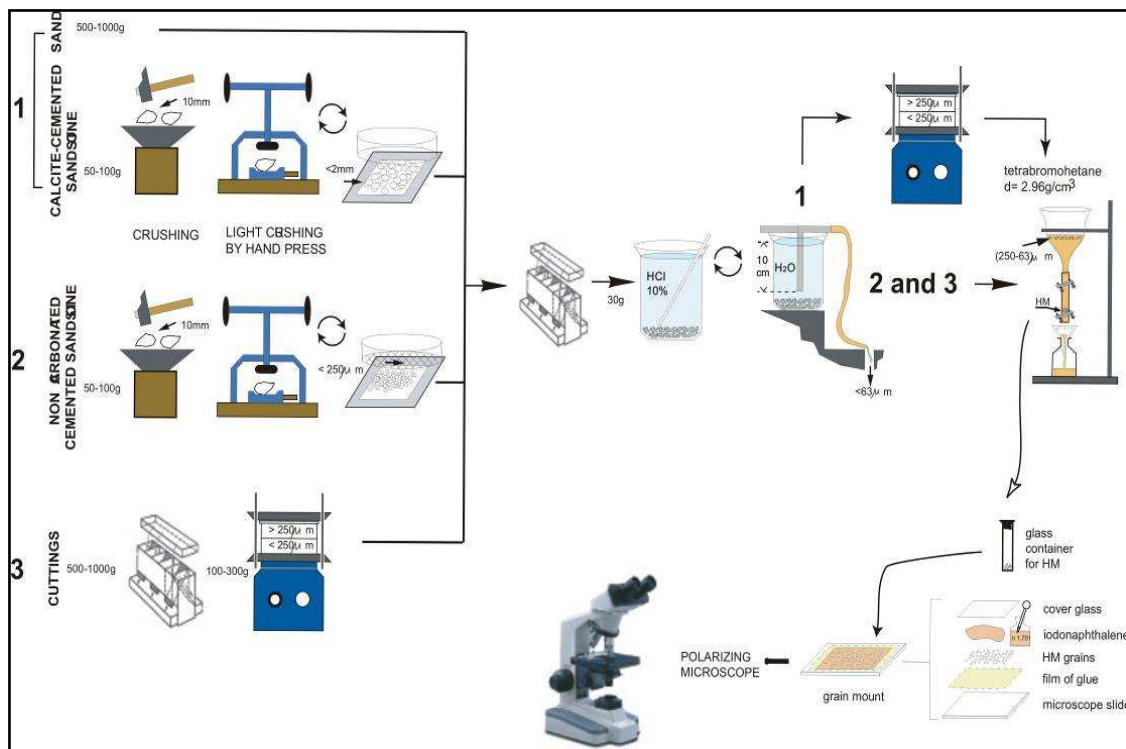


Fig. 3.5.1 Illustrazione dei metodi di preparazione campioni per l'analisi ottica dei minerali pesanti, divisi per procedura. 1= rocce con cemento carbonatico, 2 = rocce senza cemento carbonatico, 3 = sabbie sciolte

La metodologia per la preparazione dei campioni sui quali effettuare l'analisi dei minerali pesanti è totalmente differente dalle sezioni sottili per la composizione principale (Fig. 3.5.1). La fase iniziale di frantumazione si divide in tre procedure diverse in base al tipo di campione da analizzare: A (campione di roccia litificata con cemento carbonatico), B (campione di roccia con cemento non carbonatico oppure litificata per compattazione) e C (campione di sabbia).

Per tutte e tre le procedure servono circa 50 grammi di frazione sabbiosa (2-4 phi) per ottenere una quantità di minerali pesanti sufficiente per lo studio ottico quantitativo; quindi, considerando l'attacco acido e la sifonatura, in cui si perde abbastanza materiale, si parte con circa 100 grammi a campione (Spadafora, 1994).

- Frantumazione

(A) Il campione di arenaria viene frantumato a dimensioni di circa 10 mm mediante un martello; successivamente viene ridotto ad una granulometria < 2 mm attraverso il mortaio (un solo colpo di mortaio all'intero campione che viene poi setacciato a mano, ripetendo la frantumazione sul trattenuto fino alla completa riduzione del campione ad una grana < 2 mm); questa procedura riduce al minimo la possibilità di moltiplicazione di minerali pesanti provenienti dalla frazione > 250 μ m.

(B) Si utilizza la stessa procedura di A per la frantumazione però il campione viene ridotto fino ad una grana < 250 μ m.

(C) Il campione viene setacciato meccanicamente al setaccio 250 μ m per 10' e la frazione < 250 μ m viene pesata.

- Attacco acido

La frazione < 2 mm o < 250 μ m (in base alla tipologia di campione) viene sottoposta a ripetuti attacchi con HCl 10% e sifonature, mescolando di frequente fino alla cessazione della reazione. Una volta che il campione non reagisce più si lascia in HCl per circa dodici ore.

- Sifonatura

Si riempie il becker (forma alta da 600 cc) con acqua corrente fino a circa 1 cm dal bordo, e dopo 30 secondi si immerge il sifone (con pescaggio a 10 cm riempito di acqua in modo da permetterne la fuoriuscita) per liberare il liquido. Secondo la legge di Stokes dopo 30 secondi la frazione superiore a 1/16 di mm scende al di sotto di 10 cm; quindi questa procedura permette di eliminare la frazione inferiore a 1/16 di mm. La sifonatura viene ripetuta finchè il liquido, dopo 30 secondi, risulta limpido.

Il campione viene poi asciugato in forno ad una temperatura di 60°.

- Setacciatura

Il campione viene setacciato meccanicamente utilizzando dei setacci in modo da ottenere una frazione sabbiosa compresa tra 2 e 4 phi. Nel caso la frazione ottenuta sia superiore a 10 - 15 grammi si ricava mediante quartatura con splitter una aliquota di circa 10 - 15 grammi. Prima di procedere alla setacciatura, per i campioni di tipo A, bisogna effettuare un'osservazione microscopica del campione; se si osservano aggregati di granuli si opera una disaggregazione leggera utilizzando un pestello gommato per aprire nuove superfici all'attacco acido. Quindi si ripetono le operazioni di attacco acido e sifonatura, fino alla completa disaggregazione dell'arenaria.

- Separazione

Per la separazione dei minerali pesanti si utilizza il Tetrabromoetano (T.B.E.), con densità 2.96 g/cm^3 .

Il campione quartato si versa a poco a poco in un imbuto riempito di T.B.E. e si lascia decantare per alcune ore, mescolando di tanto in tanto, finchè non precipita più alcun minerale. A quel punto si apre la pinza inferiore e si lascia cadere la frazione pesante separata su un filtro posto su di un imbutino, facendo passare un altro po' di liquido per essere sicuri di recuperare tutto i minerali separati.

Si risciacqua bene questa frazione con acqua distillata e si asciuga a temperatura ambiente; la frazione pesante ottenuta viene pesata e conservata in una provetta per lo studio ottico.

- Preparazione del vetrino

Si pre-incollano i vetrini con una soluzione di 4 parti di acqua e 1 parte di gomma arabica e si lasciano essiccare; si lasciano cadere i minerali pesanti sul vetrino, cercando di distribuirli uniformemente ed evitando sovrapposizioni di molti granuli.

Dopo aver alitato debolmente per velocizzare l'incollatura dei minerali si ricopre la sezione con un vetrino portaoggetti e si versa con il contagocce lo iodonafthalene (indice di rifrazione 1.7010), finchè per capillarità esso non si distribuisce per tutto il vetrino.

Il conteggio si esegue secondo delle "strisciate", cioè tenendo fissa una coordinata del carrello e muovendosi secondo l'altra; vengono così contati tutti i minerali che ricadono nella strisciata delimitata dalla fascia graduata del micrometro. Nella scheda di conteggio (Fig. 3.5.2) i minerali trasparenti sono separati dagli opachi e torbidi e da alcune specie trasparenti come barite, carbonati e anidrite, che in genere sono di origine diagenetica e quindi non danno un segnale di provenienza della roccia madre e vengono quindi considerati a parte; si contano un totale di almeno 250 granuli trasparenti.

Quando il riconoscimento dei minerali risulta difficoltoso (per esempio se l'orientamento del granulo non consente determinazioni ottiche risolutive) si cambia liquido, introducendone un altro con un indice di rifrazione adatto ad aiutarci nell'identificazione del granulo.

HEAVY MINERALS																			
DATE						NUMBER													
Ribbons						ANALIST													
Mount Orientation						Microscope													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	N	%
Transparents																			
Opagues																			
Turbids																			
Anhydrite																			
Barite																			
Mg/Fe Carbon.																			
TOTAL																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	N	%
Zircon																			
Tourmaline																			
Rutile																			
Garnet																			
Spinel l.s.																			
Sphene																			
Allanite																			
Epidote Group																			
Zoisite																			
Chloritoid																			
Staurolite																			
Kyanite																			
Andalusite																			
Sillimanite																			
Glaucophane																			
Clinoamphibole																			
Orthoamphibole																			
Oxyhornblende																			
Clinopyroxene l.s.																			
Orthopyroxene																			
Olivine																			
Monazite																			
Xenotime																			
Apatite																			
Corundum																			
Anatase																			
Brookite																			
Sphalerite																			
Fluorite																			
Undetermined																			
TOTAL																			
notes																			

Fig. 3.5.2 Scheda di conteggio utilizzata per l'analisi ottica dei minerali pesanti

4- COMPOSIZIONE PRINCIPALE E MINERALI PESANTI: RISULTATI

4.1 Analisi petrografica

La tabella A in allegato riassume i risultati dell'analisi modale eseguita sui campioni prelevati lungo le sei sezioni stratigrafiche; essa riporta sia i dati "crudi", cioè i punti contati per ogni singola classe riconosciuta, sia i dati in percentuale delle classi o raggruppamenti di classi utilizzati nei diagrammi ternari di classificazione (Tabella B in appendice).

La grana dei campioni è abbastanza variabile nonostante si sia cercato di campionare per quanto possibile campioni a grana media. Le variazioni di cernita sono rilevanti e alcuni campioni presentano una distribuzione bimodale.

I granuli detritici sono in genere poco alterati e oscillano tra sub-arrotondati e sub-angolari.

Di seguito è riportata una breve descrizione dei componenti detritici delle arenarie studiate secondo lo schema di Zuffa, 1980.

NCE:(Granuli Non Carbonatici Extrabacinali)

- Quarzo

E' presente sia come cristallo singolo che nella forma policristallina, sia grossolana che fine, ed anche in frammenti di rocce plutoniche (Fig. 4.1.1), gneissiche o metamorfiche quarziti, filladi e micascisti. La maggior parte dei cristalli singoli presenta estinzione ondulata. In tutte le sezioni sono presenti entrambe le forme e non c'è nessuna relazione rispetto alle varie colonne stratigrafiche, a parte la netta diminuzione nella parte alta di Gallipoli, facies neo-vulcanica, dove le percentuali medie di quarzo totale non superano il 6%.



Fig. 4.1.1 Frammento di roccia granitica con cristalli di quarzo, plagioclasti e feldspati (colorati in giallo). Obiettivo 10x , nicols incrociati

In tutti gli altri campioni analizzati il quarzo monocristallino è mediamente presente in quantità del 15-20% ed è decisamente più abbondante del quarzo policristallino che ha quantità non superiori al 5%.

Il quarzo in frammenti di rocce plutoniche/gneissiche costituisce mediamente il 2% della popolazione mineralogica, mentre il quarzo appartenente a litotipi in cui è possibile distinguere un'impronta metamorfica (solitamente di basso-medio grado) si attesta a circa l'uno per cento. Granuli di quarzo riconoscibile sicuramente come vulcanico sono presenti solo in due sezioni della parte alta di Gallipoli.

- Feldspati

Sono presenti sia plagioclasti che feldspati potassici.

I plagioclasti si presentano nelle litofacies neo-vulcaniche con un aspetto limpido, con i piani di geminazione sviluppati, polisintetici (Fig. 4.1.2), spigolosi e privi di luminescenza in CL (Catodo-Luminescenza); quelli paleo-vulcanici si presentano spesso sericitizzati, con poche inclusioni, e sono spesso sostituiti da calcite; all'aumentare del contenuto in Ca aumenta la luminescenza azzurro-verde.

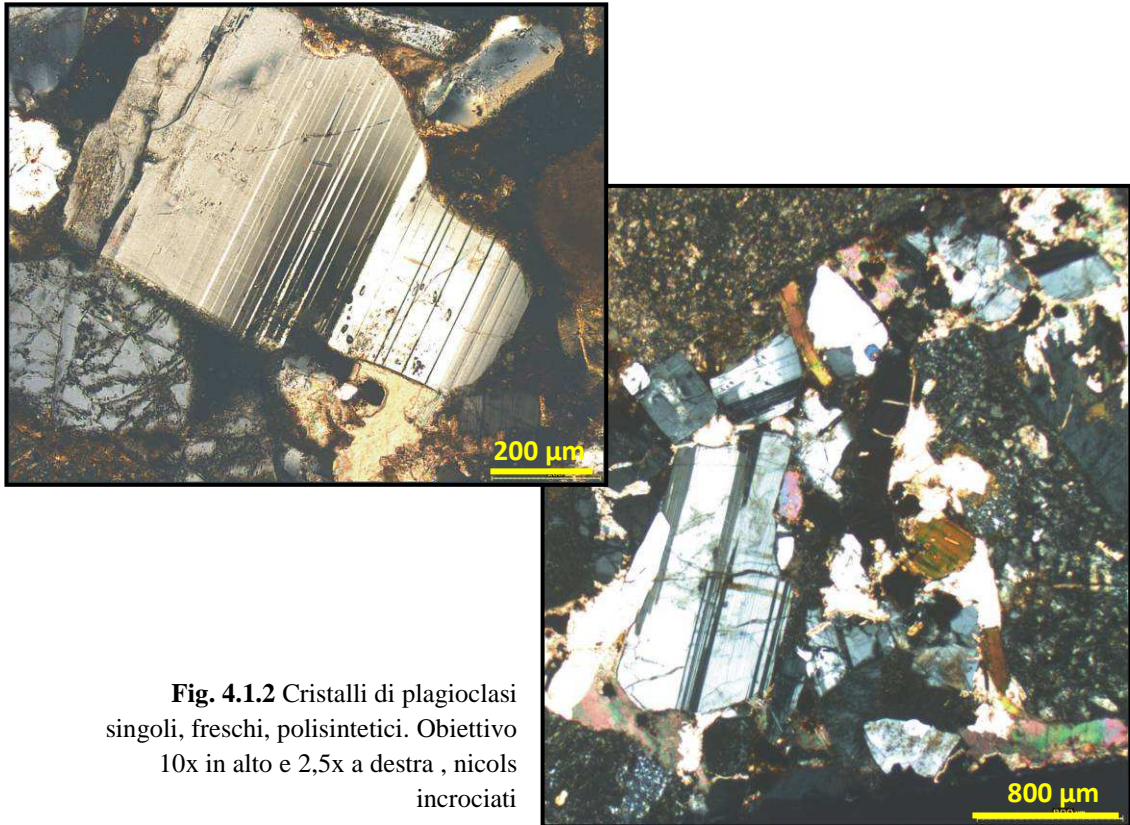


Fig. 4.1.2 Cristalli di plagioclasti singoli, freschi, polisintetici. Obiettivo 10x in alto e 2,5x a destra, nicols incrociati

Essi si ritrovano anche in frammenti di roccia, sia plutoniche e gneissiche, ma soprattutto in rocce vulcaniche, come fenocristalli nella pasta di fondo (Fig. 4.1.3)

I feldspati potassici, invece, sono sempre in quantità minore rispetto ai plagioclasti (come si vede dal diagramma Q-K-P di seguito), tranne per la sezione di Alexandroupolis (K-feldspati 15%, Plagioclasti 11%) e si presentano spesso con un aspetto “sporco”, con molte inclusioni, i bordi leggermente smussati e spesso sostituiti,

parzialmente o totalmente, da calcite, caolinite e/o illite; sono più debolmente luminescenti rispetto ai plagioclasti.

Il K-feldspato è presente sia come Ortoclasio (in genere abbastanza alterato in minerali argillosi) che come Sanidino. Quest'ultimo non si ritrova in frammenti di rocce ma solo in cristalli singoli ed è verosimilmente proveniente da vulcanesimo penecontemporaneo alla sedimentazione.



Fig. 4.1.3 Fenocristalli di plagioclasti freschi in una pasta di fondo basica. Obiettivo 2,5x , nicols incrociati

- Frammenti litici

La classe include i frammenti di roccia i cui singoli componenti hanno dimensioni inferiori a $0,063\mu\text{m}$ e sono di natura vulcanica (es: paste di fondo), metamorfica (es. filladi minute) e sedimentaria (es: siltiti).

I litici vulcanici sono di composizione acida, intermedia e basica e non c'è nessuna relazione tra le differenti composizioni e la loro posizione stratigrafica; in generale i frammenti di roccia vulcanica prevalgono nettamente nella parte alta di Gallipoli (20%) mentre sono molto scarsi nella sezione di Alexandroupolis (4%). Le vulcaniti basiche spesso sono cloritizzate, con una pasta di fondo microcristallina o vetrosa; il vetro è presente o sotto forma di granuli trasformati in fillosilicati minutissimi (tipo sericite e clorite) e spesso si riconosce la struttura perlitica (vetro neovulcanico). Sono presenti diabasi (Fig. 4.1.4), soprattutto nella sequenza olistolitica di Sud-Ganos.

Nella parte alta di Gallipoli e in alcuni campioni a Sud e Nord di Ganos si ritrovano dei Plagioclasti inclusi in un feltro microlitico (pasta di fondo) leggermente cloritizzato con accenni di struttura fluidale; sono anche presenti diabasi.

I litici vulcanici a composizione intermedia sono in genere caratterizzati da una pasta di fondo a grana fine con fenocristalli di plagioclasti, mentre le vulcaniti acide sono per lo più microgranulari a grana più grossa (tessitura granofirica).



Fig. 4.1.4 Diabase (freccia). Obiettivo 10x , nicols incrociati

Le vulcaniti acide paleovulcaniche hanno fenocristalli di Q e P sericitizzato, in una pasta di fondo granofirica microgranulare, anch'essa fortemente sericitizzata; quelle neo-vulcaniche, invece, hanno una pasta di fondo microgranulare quarzosa con aspetto "selcioso" e all'interno di queste vulcaniti si ritrovano fenocristalli freschi. In alcuni campioni i frammenti litici presentano deboli segni di metamorfismo ma sono stati ugualmente inclusi nelle classi dei litici vulcanici.

Anche se con percentuali che non superano lo 0.5 %, sono presenti rocce microgranulari a quarzo e feldspati di origine probabilmente ipoabissale.

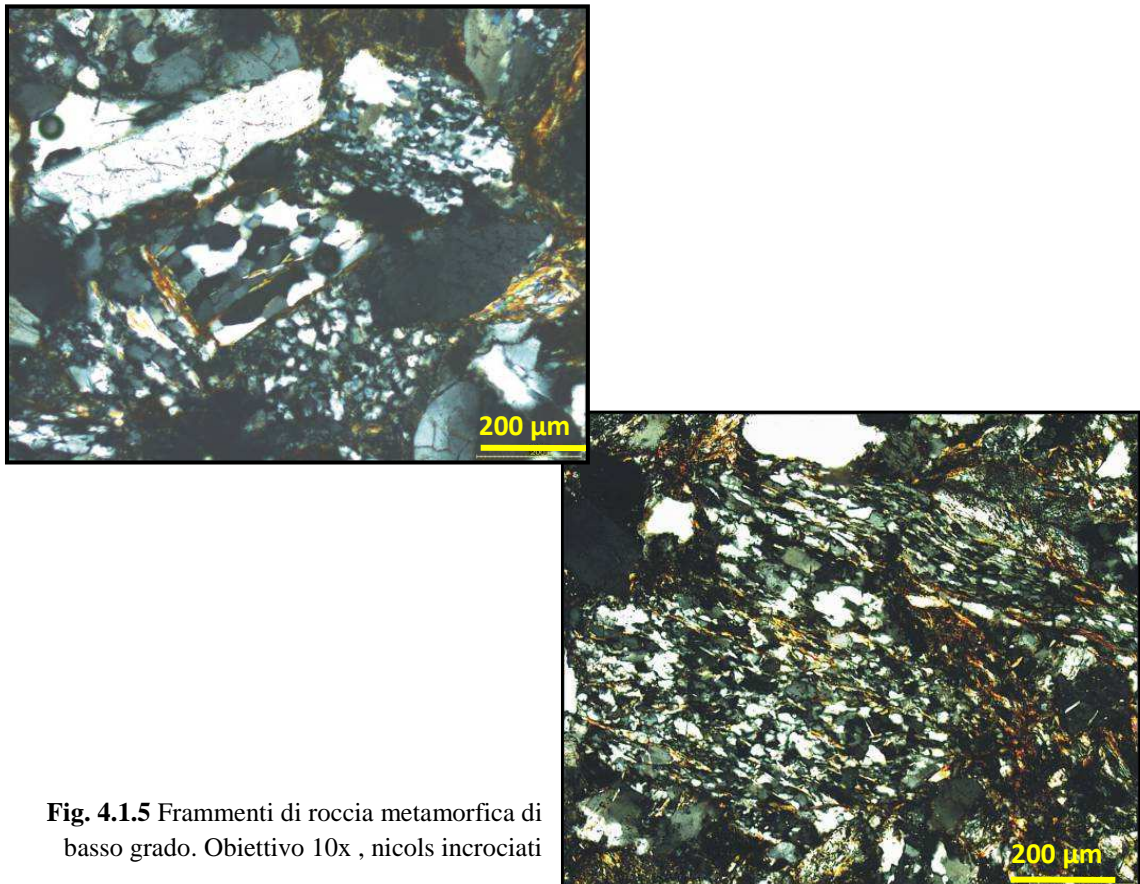


Fig. 4.1.5 Frammenti di roccia metamorfica di basso grado. Obiettivo 10x , nicols incrociati

I litici metamorfici sono presenti in tutti i campioni di tutte le successioni da un minimo del 2% (facies neo-vulcanica di Gallipoli) fino ad un massimo del 25% (facies transizio-fluviale di Gallipoli, Formazione di Ficìpete); per la maggior parte si tratta di un metamorfismo di grado medio-basso, tipo slate e filladi (Fig. 4.1.5).

Soprattutto nella successione a Sud di Ganos ed anche nelle facies non torbiditiche di Gallipoli sono presenti cloritoscisti, serpentinoscisti e serpentiniti (Fig. 4.1.6), queste ultime con struttura tipica cellulare. Tra tutti questi prevalgono i cloritoscisti, spesso con orientazione delle cloriti; sono di colore verde al solo polarizzatore ed hanno colori d'interferenza bluastri a nicols incrociati. I serpentinoscisti (perfettamente simili a quelli delle Alpi occidentali, vedi Gandolfi et al. 1981) sono costituiti da pennina ben orientata, incolore al solo polarizzatore e con caratteristico colore blu brillante a nicols incrociati.

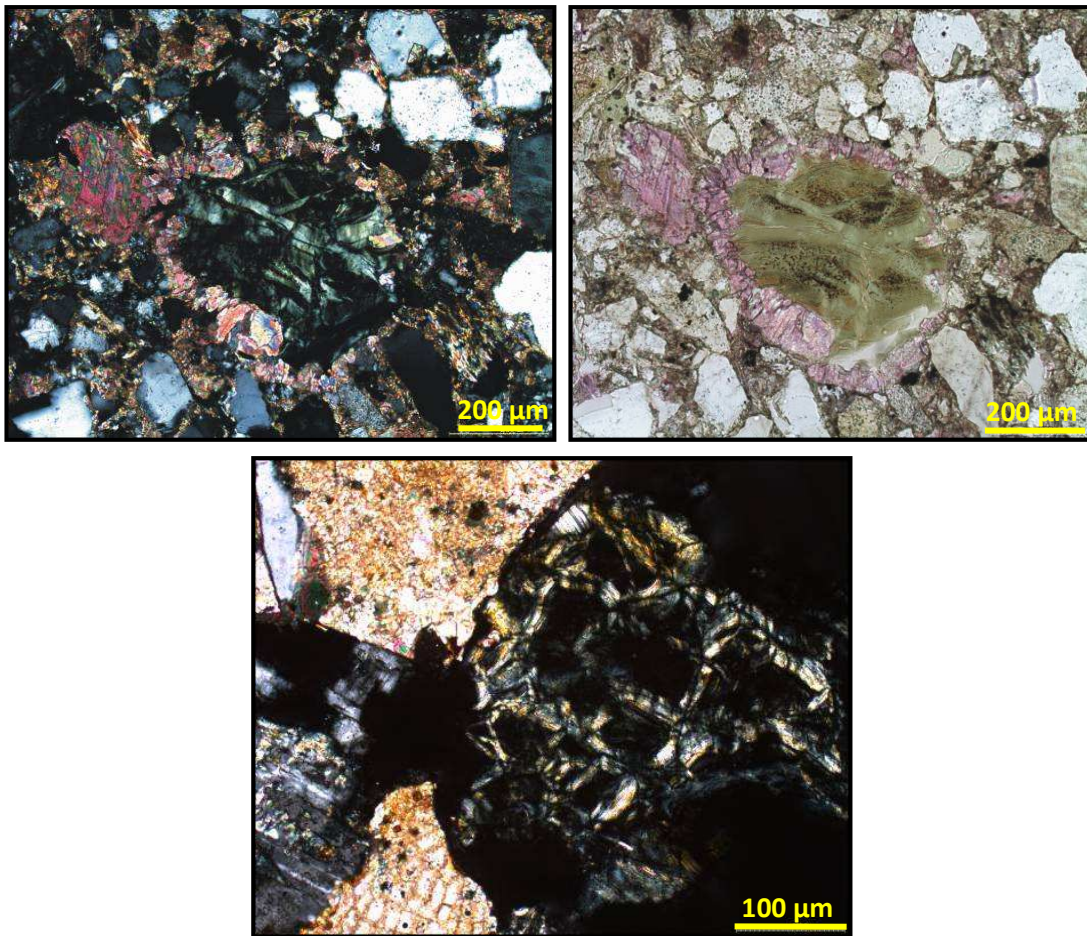


Fig. 4.1.6 Serpentiniti. In alto lo stesso frammento a nicols incrociati (a sinistra) e al solo polarizzatore (a destra),obiettivo 10x. In basso obiettivo 20x, nicols incrociati

CE: Granuli Carbonatici Extrabacinali

Sotto questa voce sono stati racchiusi tutti i granuli carbonatici che provengono da un'area fonte extrabacinale, terrigena. I carbonati terrigeni provengono da un'area fonte non coeva alla sedimentazione del bacino nel quale si ritrovano, cioè derivano da erosione di materiale subaereo; spesso il loro contenuto e' sottostimato perché data la

loro instabilità chimica è difficile pensare ad un trasporto capace di riversare molto sedimento carbonatico in un altro bacino (Zuffa, 1985).

Come si vede dalla figura 4.1.7, in generale i carbonati extrabacinali si riconoscono per:

- contorni netti e arrotondati (presenza di molti angoli smussati);
- presenza di fossili di età più antica all'interno degli stessi, rispetto all'età del sedimento nel quale si ritrovano;
- dimensioni simili agli altri granuli silicoclastici terrigeni (in genere i carbonati intrabacinali sono di dimensioni maggiori);
- granuli molto litificati;
- presenza di vene o parti ricristallizzate.

Essi sono particolarmente abbondanti nel complesso basale della successione di Gallipoli (Formazione di Karağaaç) con circa il 5%, mentre sono quasi assenti nella parte della stessa successione e nella sezione di Alexandroupolis (nelle altre sezioni la media è intorno al 2%).

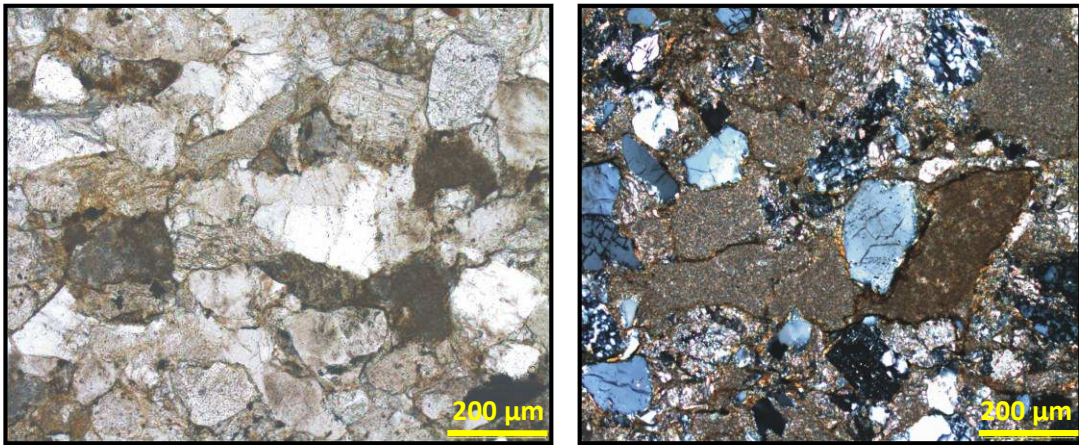


Fig. 4.1.7 Carbonati terrigeni (CE) a tessitura fine (*mudstone*) e granuli silicoclastici. Obiettivo 10x, a sinistra al solo polarizzatore, a destra con nicols incrociati

CI: Granuli carbonatici Intrabacinali

In questa classe ricadono tutti i granuli carbonatici che sono coevi alla sequenza deposizionale a cui ci si riferisce; tra questo gruppo di allochimici (Folk, 1974) si distinguono:

- intraclasti e peloidi, in genere poco litificati, deformati da altri granuli rigidi, non presentano vene, hanno contorni irregolari e dimensioni maggiori rispetto ai granuli terrigeni silicoclastici;
- bioclasti

La maggiore quantità di bioclasti è concentrata soprattutto nella successione di Gallipoli (nella parte alta della sezione si arriva ad una percentuale media di circa 8%) e risulta uniformemente distribuita in tutti i campioni appartenenti alla facies neovulcanica.

Limeclast

Spesso l'attribuzione di un granulo carbonatico alla classe degli extrabacinali o intrabacinali non è facile, quindi è stata utilizzata la classe di conteggio "limeclast" (indeterminati, vedere Tab.1 nel paragrafo 3.4) per tutti i granuli carbonatici di natura incerta (intra od extra).

NCI

A questo gruppo appartengono gli ossidi di ferro e la glauconite, che si ritrova solo in due campioni nella sezione Sud-Ganos con percentuali di 0,1% rispetto alla composizione modale totale.

CEMENTO

Esso è presente, seppur in percentuali molto variabili, in tutte le sezioni, anche se esse hanno subito una precoce compattazione che non ha permesso la precipitazione pervasiva del cemento.

E' quasi esclusivamente carbonatico (calcite) e dalle 41 analisi con la microsonda effettuate su cementi e granuli carbonatici di alcune sezioni (Gallipoli e Nord-Ganos) la composizione non mostra variazioni (Tab. 2). I campioni sono stati scelti in base alla quantità di cemento e alla presenza di vene di calcite e di granuli carbonatici; anche se ci sono due generazioni di cemento, la loro composizione è molto simile.

La tessitura varia da microspatitica a spatitica, con alcuni *spot* di cemento a mosaico dove per esempio si ha il riempimento di una frattura o una plaga autigena; in quasi tutti i campioni il cemento carbonatico non si ritrova solo come riempimento dei pori ma anche come sostituzione di granuli silicoclastici.

Per lo studio diagenetico il conteggio del cemento e della matrice (non de posizionale) è stato effettuato a parte, considerando la stessa griglia di maglie ma terminando il conteggio a 100 punti (senza considerare lo scheletro, ma solo gli interstizi).

La percentuale di cemento carbonatico varia tra 5% e 8% circa e sono presenti altri tipi di cemento tra cui: quarzo, barite, feldspato, kaolinite e clorite (per maggiori informazioni fare riferimento al capitolo 6 sulla diagenesi).

MATRICE

In questa classe è stato racchiuso tutto il sedimento detritico di dimensioni inferiori a 31 μ m, suddiviso in matrice silicoclastica o carbonatica e in silt grossolano o argilla, in base alla grana.

Nelle sezioni esaminate essa è quasi esclusivamente silicoclastica, con percentuali circa di 0,6% in tutte le successioni, tranne a Sud-Ganos dove essa è leggermente più abbondante (2%).

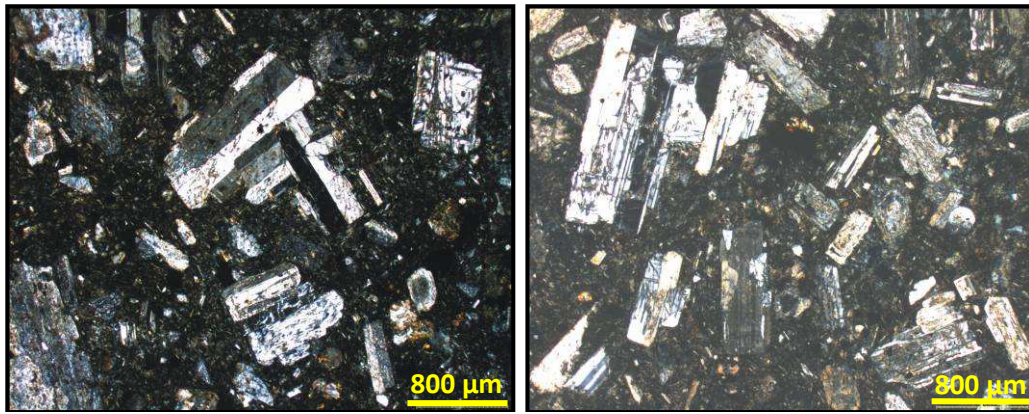


Fig. 4.1.8 Microfoto (obiettivo 2,5x) a nicols incrociati di uno strato vulcanico puro (AD21, parte alta di Gallipoli), con plagioclasti molto alterati e sericitizzati, spigolosi, immersi in una matrice vulcanica

Analysis	Sample	MgO	MnO	SrO	FeO	CaO	BaO	Total
1	AD5	0	0.089	0.121	0.046	54.83	0	55.086
2	AD5	0.024	0.163	0.102	0.128	55.905	0	56.322
3	AD5	0.035	0.219	0.241	0.082	57.413	0	57.99
4	AD5	0	0.21	0.14	0.056	57.491	0.045	57.942
5	AD5	0.004	0.115	0.199	0.01	55.608	0	55.936
6	AD5	0.137	0.174	0.113	0.229	56.834	0.007	57.494
7	AD5	0	0.171	0.176	0.049	56.051	0.037	56.484
8	AD5	0.05	0.6	0.216	0.16	55.764	0	56.79
9	AD5	0	0.078	0.157	0.02	55.883	0.023	56.161
10	AD5	0.231	0.27	0.107	0.175	47.811	0	48.594
11	AD5	0.001	0.157	0.184	0.102	56.861	0.023	57.328
12	AD5	0	0.128	0.131	0.02	57.512	0.003	57.794
13	AD5	0.008	0.131	0.068	0.066	55.251	0	55.524
14	TU205	0.097	0.169	0.176	0.182	56.661	0	57.285
15	TU205	0.233	0.405	0.202	0.066	57.999	0	58.905
16	TU205	0.258	0.365	0.172	0.013	55.454	0	56.262
17	TU205	0.31	0	0.146	0.033	56.578	0.036	57.103
18	TU205	0.057	0.138	0.17	0.135	54.308	0.011	54.819
20	TU205	0.349	0.321	0.205	0.266	55.389	0	56.53
21	TU205	0	0.074	0.283	0	57.126	0	57.483
22	TU205	0.035	0.153	0.211	0.046	55.108	0.018	55.571
23	TU205	0.056	0.405	0.262	0.137	55.297	0.033	56.19
24	TU205	0.007	0.067	0.284	0	56.211	0	56.569
25	TU215	0.515	0.186	0.195	0.262	54.742	0	55.9
26	TU215	0.649	0.404	0.331	0.899	54.399	0	56.682
27	TU215	0.306	0.045	0.12	0.272	53.357	0	54.1
28	TU215	0.822	0.467	0.34	1.489	54.13	0.022	57.27
29	TU215	0	0.041	0.17	0.036	56.98	0	57.227
30	TU215	0.715	0.552	0.284	1.169	54.142	0.024	56.886
31	TU215	0.614	0.353	0.331	0.968	55.107	0	57.373
32	TU215	0.724	0.564	0.23	1.017	55.402	0.033	57.97
33	TU215	0.694	0.101	0.329	0.315	56.622	0	58.061
34	TU215	0.219	0.149	0.158	0.128	56.236	0	56.89
35	AD10	0.449	0.331	0.222	1.715	56.241	0	58.958
36	AD10	0.386	0.29	0.356	0.551	55.797	0	57.38
37	AD10	0.378	0.149	0.197	1.622	55.368	0.052	57.766
38	AD10	0.399	0.312	0.246	1.376	56.241	0.04	58.614
39	AD10	0.533	0.248	0.15	1.997	56.606	0	59.534
40	AD10	0.152	0.246	0.143	0.203	56.068	0.012	56.824
41	AD10	0.459	0.378	0.31	1.653	53.292	0	56.092

Tabella 2 Analisi microsonda effettuate su alcuni cementi e granuli carbonatici. La prima colonna a sinistra rappresenta i punti analizzati e la seconda il campione sul quale analizzato (cemento e granulo carbonatico)

4.2 Diagrammi composizionali

La collocazione dei dati dell'analisi modale in diagrammi classificativi del primo ordine (Fig. 4.2.1) è stata effettuata con lo scopo di distinguere i granuli in base alla loro provenienza (extrabacinale o intrabacinale), alla loro composizione (carbonatica o non carbonatica, in genere silicoclastica) e all'età di formazione rispetto all'età del bacino di deposizione: coevi (NCI, CI) e non coevi (NCE, CE).

Il diagramma NCE-CE-NCI+CI evidenzia l'appartenenza di quasi tutti i campioni alla classe delle *sandstone* (Zuffa, 1980), cioè arenarie in senso stretto, costituite in prevalenza da granuli di provenienza terrigena soprattutto di tipo silicoclastico. A questi si accompagna una componente nettamente subordinata intrabacinale, rappresentata da resti di organismi a guscio carbonatico (CI), presenti soprattutto nella parte alta di Gallipoli (in nero) ed una componente carbonatica terrigena (CE), rappresentata quasi sempre da granuli carbonatici a tessitura fine (*mudstone*).

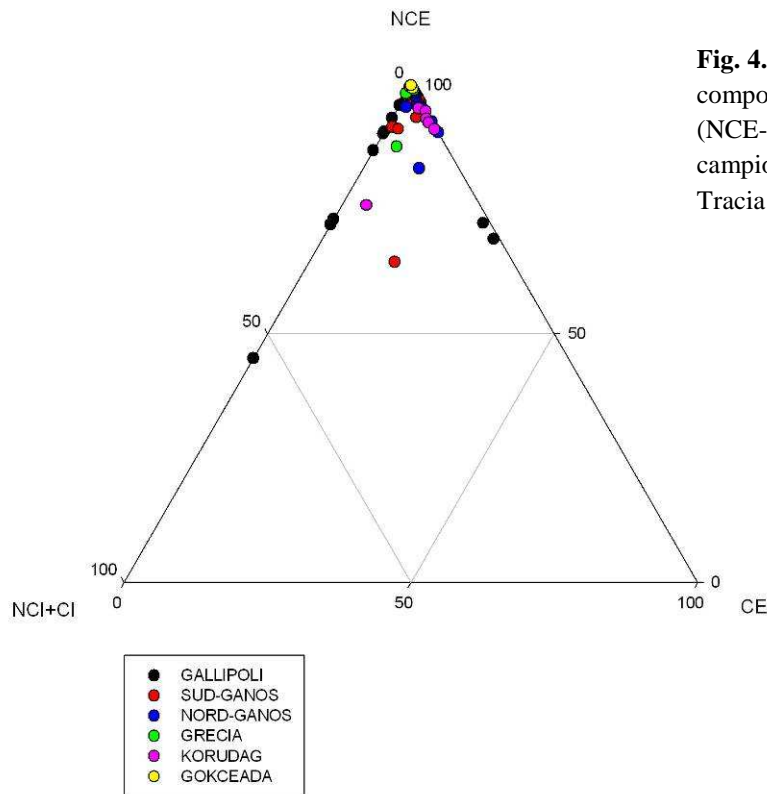


Fig. 4.2.1 Diagramma composizionale di I ordine (NCE-CE-NCI+CI) dei campioni del bacino di Tracia

La classificazione del secondo ordine discrimina i granuli terrigeni secondo i principali costituenti delle rocce madri: quarzo, feldspati e litici (frammenti di roccia a grana minore di 0,063 mm). Nel diagramma Q-F-L+CE (Fig. 4.2.2) la selce è stata inclusa nei litici, ed i carbonati extrabacinali sono stati aggiunti alla somma dei litici in ragione della loro natura terrigena.

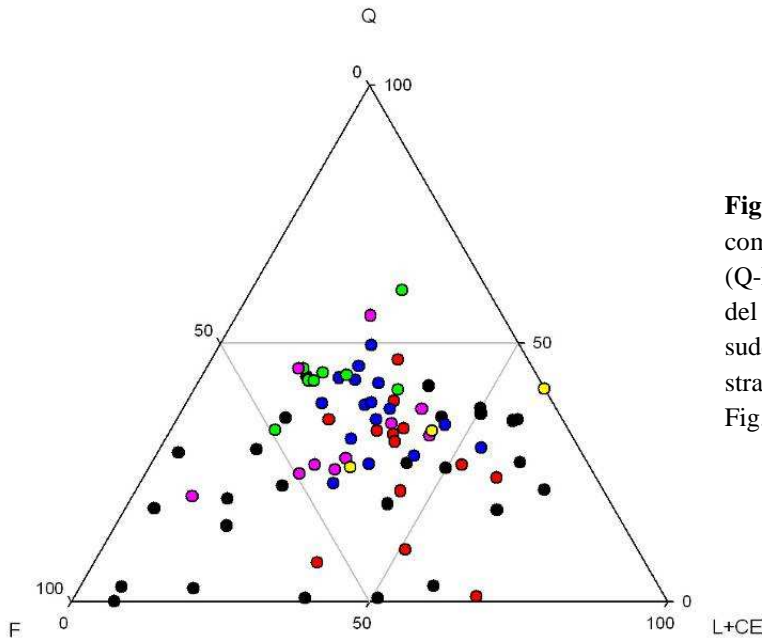


Fig. 4.2.2 Diagramma composizionale di II ordine (Q-F-L+CE) dei campioni del bacino di Tracia suddivisi per successione stratigrafica (vedere legenda Fig. 4.2.1)

Secondo questo tipo di classificazione le arenarie sono genericamente identificabili come arcose litiche/litareniti arcosiche. Nel diagramma non sono stati evidenziati i campi composizionali dei diagrammi classificativi tradizionali (es.: Folk, 1974; Pettijohn et al., 1987; Dickinson, 1970), in quanto i raggruppamenti riportati ai vertici da questi autori non sono corrispondenti a quelli utilizzati.

Questo diagramma mostra una notevole dispersione dei dati, soprattutto per la successione di Gallipoli, caratterizzata da petrofacies molto diverse; infatti i campioni appartenenti alla facies neo-vulcanica della parte alta si distinguono nettamente essendo posizionati nel campo della arcose (vertice F). Anche la facies transizio-fluviale della stessa successione si distacca dal resto della popolazione, ricadendo nel campo delle litareniti. La maggior parte dei campioni è poco matura (per maturità si intende la percentuale di quarzo), soprattutto le arcose neo-vulcaniche di Gallipoli (quantità di quarzo quasi pari a zero); in figura 4.2.3 sono riportate le medie e le deviazioni standard dei campioni, suddivisi per serie stratigrafica (vedere didascalia per identificazione serie).

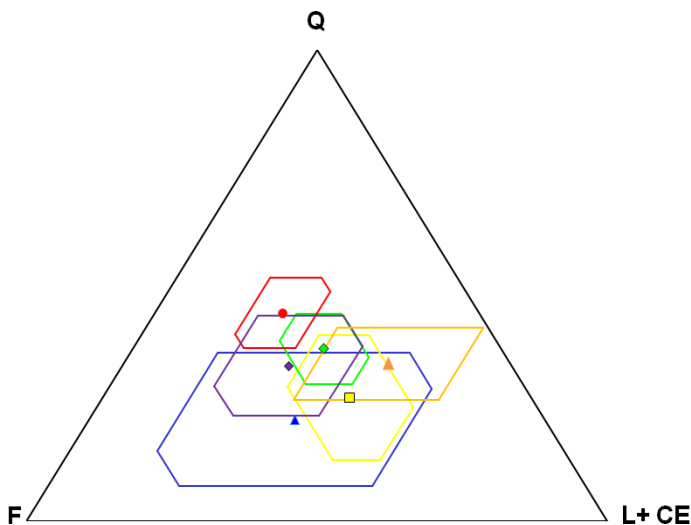


Fig. 4.2.3 Medie e deviazioni standard del diagramma composizionale di II ordine (Fig. 4.2.2), differenziate per successione stratigrafica (arancione=Gokceada, rosso=Alexandroupolis, azzurro=Gallipoli, viola=Korudag, giallo=SudGanos, verde=NordGanos)

Anche qui si nota come la successione di Gallipoli (in azzurro) sia quella in cui la dispersione dei dati e, quindi, la differenza composizionale sia maggiore.

Uno dei diagrammi classificativi di terzo ordine utilizzati per caratterizzare meglio la composizione delle arenarie oggetto di studio è il Q-K-P di figura 4.2.4, che mostra come la componente feldspatica sia costituita sia da k-feldspati che da plagioclasti, con netta prevalenza di questi ultimi (> 50% tra i feldspati).

Il diagramma triangolare di terzo ordine (Fig. 4.2.5) mette a confronto la componente litica, ossia la natura e composizione di frammenti litici a grana fine (cristalli di dimensioni inferiori a 0.063 µm), ponendo ai vertici i litici metamorfici (Lm), quelli vulcanici (Lv, in questo caso senza distinzione tra paleo e neo-vulcanici) e i litici di natura sedimentaria (Ls, tra questi inclusi anche i carbonati terrigeni CE).

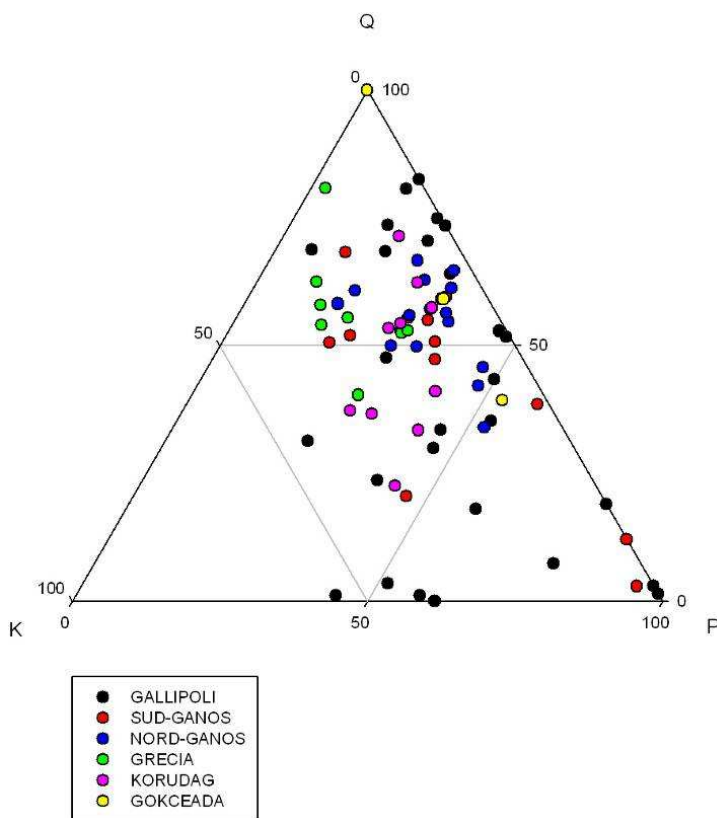


Fig. 4.2.4 Diagramma composizionale di III ordine (Q-K-P) dei campioni del bacino di Tracia suddivisi per serie stratigrafica

Come si vede c'è una leggera prevalenza dei litici di origine metamorfica, soprattutto filladi e slate, che sono presenti, con percentuali diverse, in tutti i campioni di tutte le successioni; in particolare i campioni della serie di Gallipoli, che nel diagramma di secondo ordine Q-F-L (Fig. 4.2.2) risultano come litareniti, sono quelli più ricchi in Lm.

Anche la componente vulcanica (Lv) però è molto presente, soprattutto nella facies neo-vulcanica della parte alta di Gallipoli; infatti questi campioni sono le arcose che si differenziano nel diagramma di secondo ordine Q-F-L.

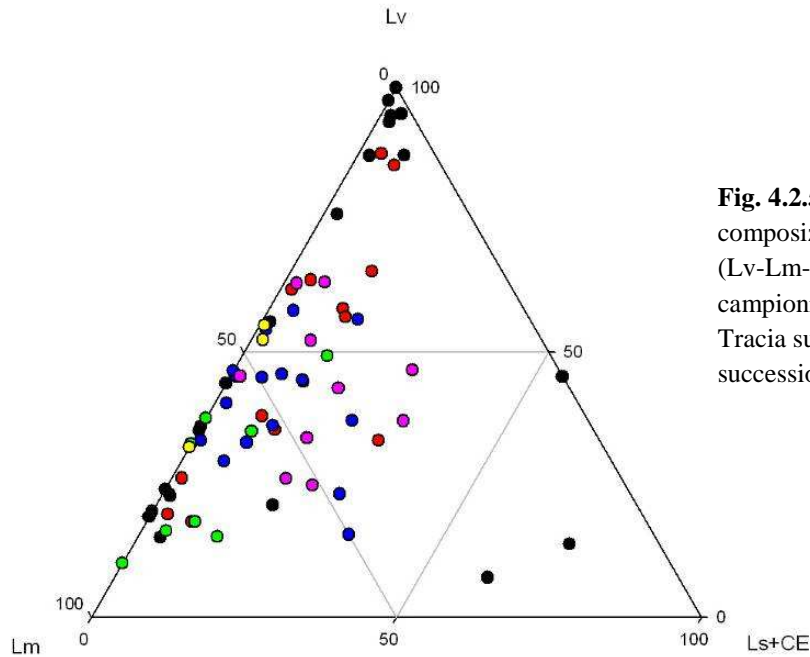


Fig. 4.2.5 Diagramma composizionale di III ordine (Lv-Lm-Ls+CE) dei campioni del Bacino di Tracia suddivisi per successione stratigrafica

4.3 Analisi ottica minerali pesanti

La tabella C in appendice a questa tesi riporta tutti i risultati del conteggio dei minerali pesanti effettuato su un totale di 40 campioni selezionati tra le sei successioni stratigrafiche. I campioni per l'analisi ottica dei minerali pesanti sono stati scelti cercando di coprire in maniera uniforme tutte le formazioni e/o variazioni di facies.

La scheda di conteggio è quella descritta nel capitolo precedente (Fig. 3.5.2).

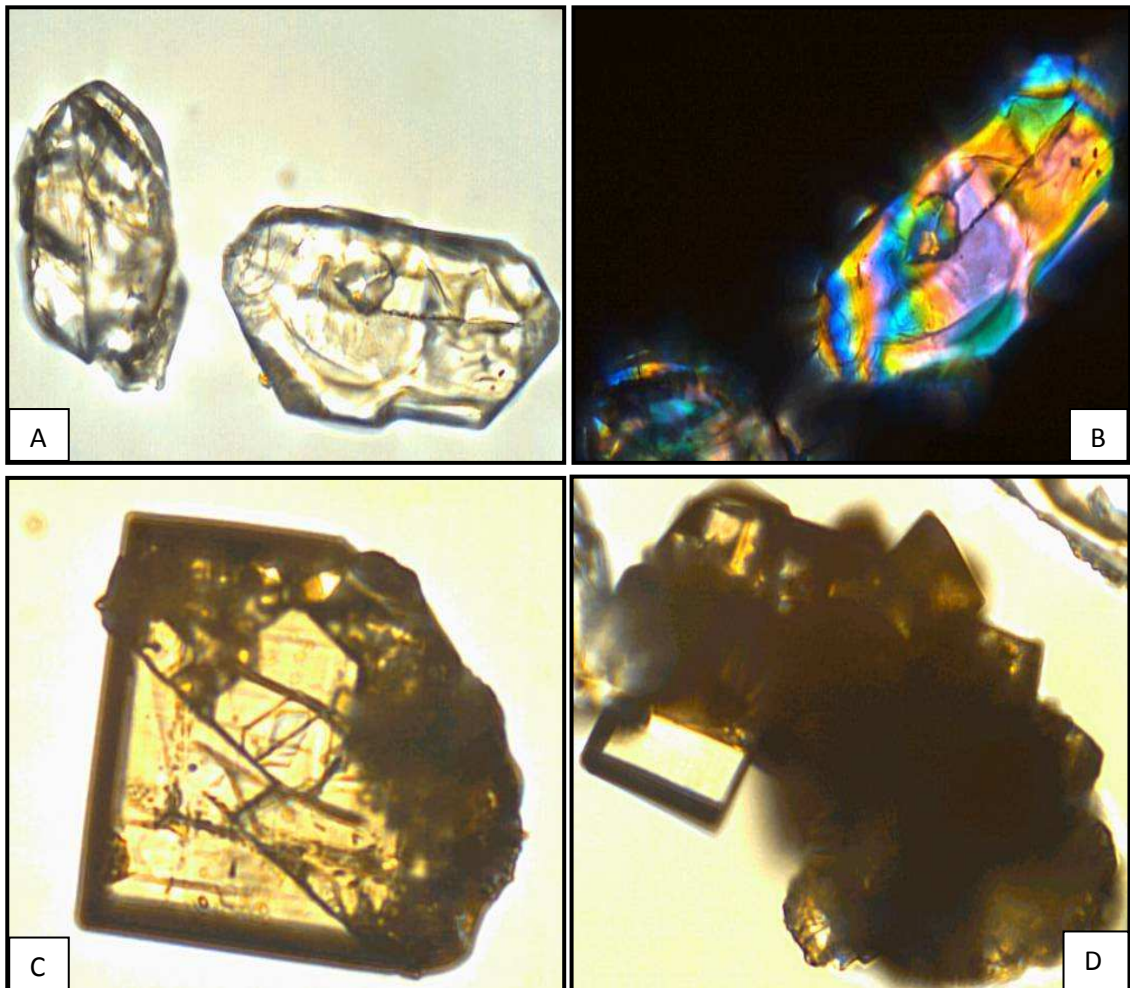
L'arrotondamento dei granuli è molto variabile, infatti all'interno dello stesso campione si ritrovano sia granuli completamente euedrali ed altri completamente arrotondati, nei quali non si riesce a distinguere neanche l'orientamento (asse di allungamento preferenziale).

I campioni analizzati risultano essere abbastanza maturi, con valori medi (in percentuale) di ZTR (Zircone+Tormalina+Rutilo) di circa 48%, di cui il 30% solo di zircone. Altri minerali accessori importanti per stabilire la provenienza e presenti in discrete quantità nel Bacino di Tracia sono: (i) picotite (spinello di colore rosso bruno, con alti indici di rifrazione), la cui presenza è legata alle rocce ultramafiche, come peridotiti e serpentiniti e si ritrova in quasi tutti i campioni con percentuale medi del 20 %; (ii) il granato (che si ritrova sia limpido che alterato, con inclusioni e sviluppo di "faced grains", che testimoniano uno stato diagenetico profondo), presente anch'esso in tutte le sezioni con valori medi di circa 18%.

Altri minerali accessori che hanno una distribuzione più localizzata in una particolare successione piuttosto che in un singolo campione (ma non per questo meno importanti in termine di provenienza) sono:

- titanite, minerale accessorio delle rocce plutoniche e raramente anche di quelle vulcaniche;
- epidoto, importante come indicatore di metamorfismo in facies scisti verdi;
- allanite, minerale accessorio associato ai graniti;
- clinopirosseno, molto utile come indicatore di vulcanesimo;
- anatasio, spesso di origine diagenetica, ma anche accessorio di rocce ignee e metamorfiche di basso grado;
- cloritoide, che indica un metamorfismo di grado medio-basso;
- staurolite, che si ritrova in rocce metamorfiche di grado medio;
- cianite, indicatore di metamorfismo di alta pressione;
- glaucofane, indicatore di metamorfismo di altissima pressione
- clinofibolo;
- apatite, prevalentemente di natura vulcanica, che è solubile in HCl, anche se spesso questo minerale resiste all'attacco acido (per scomparire dovrebbe restare in acido molto più tempo);
- monazite;

In generale ogni qualvolta si incontrava un minerale la cui determinazione era dubbia, prima di contarlo come indeterminato, si provava a cambiare liquido (almeno per riuscire ad avere l'indice di rifrazione come dato certo) oppure a frantumarlo (per riuscire ad ottenere una figura di interferenza diagnostica).



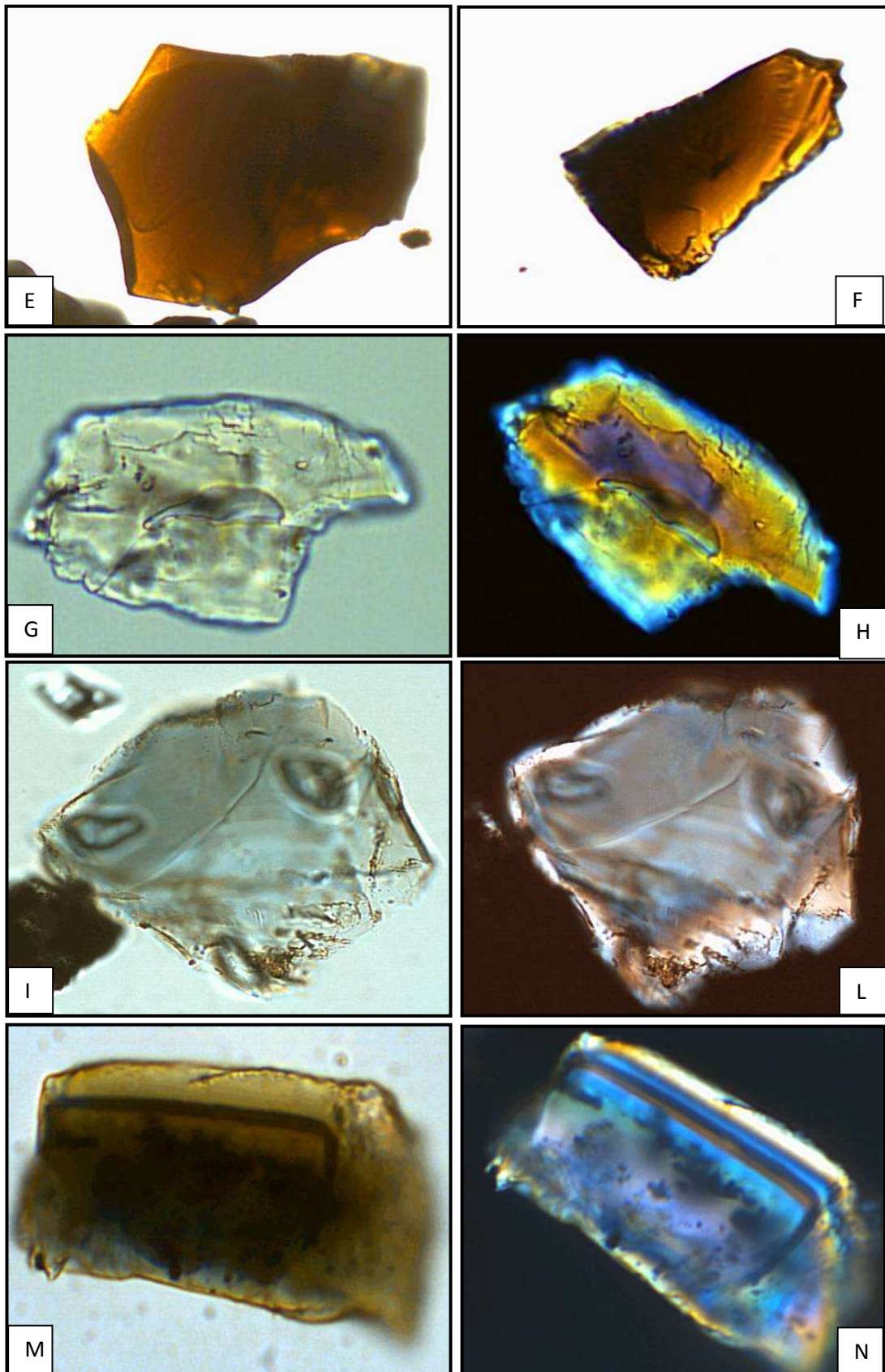


Fig. 4.3.1 Microfoto di alcuni minerali pesanti ritrovati nei campioni studiati:

A) zirconi al solo polarizzatore; B) stessi zirconi nicols incrociati; C) anatasio; D) anatasio diagenetico (entrambi solo polarizzatore); E) e F) picotite solo polarizzatore; G) e H) epidoto (G solo polarizzatore e H nicols incrociati); I) e L) clinopirosseno (solo polarizzatore I e nicols incrociati L); M) e N) tormalina (M solo polarizzatore e N nicols incrociati)

4.4 Diagrammi composizionali minerali pesanti

I diagrammi sono stati costruiti raggruppando le successioni in base alla loro localizzazione a Sud e a Nord della faglia di Ganos; oltre a questa suddivisione, sull'asse orizzontale degli istogrammi (dove sono riportati i numeri dei campioni) sono state separate le successioni stratigrafiche (come descritte nel capitolo 2, Fig.2.3.1 e 2.3.2).

-Sud della faglia di Ganos (Fig. 4.4.1)

In questo istogramma da W verso E si susseguono i campioni di: Gökçeada, Gallipoli e Sud-Ganos, all'interno della stessa successione, da sinistra verso destra i campioni sono ordinati stratigraficamente, dal più antico (a sinistra) al più recente (a destra).

Tutti i campioni sono abbastanza maturi, per presenza di alti valori di ZTR. Nella successione di Gallipoli si nota un aumento dello ZTR, dal campione TU203 al TU85.

Anche la picotite (seppur in quantità molto variabile dal 5% al 50%) e l'anatasio (tra il 2% e il 10%) sono presenti come minerali accessori di tutti i campioni in questa parte a sud della faglia di Ganos.

Nella parte basale della successione di Gallipoli il granato è quasi assente (percentuali che non superano l'1,5%), mentre al passaggio con la facies fluviale (TU203) il granato inizia ad essere presente con percentuali maggiori; questa associazione rispecchia anche i campioni di Gökçeada.

Nella parte alta della stessa successione di Gallipoli i campioni presentano una netta diminuzione della picotite; ciò può essere dovuto alla presenza di grande materiale neovulcanico che ha diluito tutti gli altri componenti, principali ed accessori. Dal campione AD9 in poi compare anche la titanite (che può essere associata a vulcanesimo).

Il campione AD21 (stessa successione di Gallipoli), come testimoniato dalla presenza esclusiva di clinopirosseno, rappresenta uno strato vulcanico puro; tracce di clinopirosseno si ritrovano anche TU71.

I campioni della successione di Sud-Ganos (a destra) sono più simili (per le quantità di ZTR, granato e picotite) alla facies fluviale di Gallipoli, e quindi a Gökçeada; essi però differiscono per l'importante presenza di epidoto in tutti i campioni (dal 4% al 13%).

Sempre in quest'ultima successione compaiono altri minerali accessori, presenti in quantità inferiori al 5%, ma comunque rilevanti come: clinoanfibolo, allanite, monazite e glaucofane.

-Nord della faglia di Ganos (Fig. 4.4.2)

Di questo diagramma fanno parte le tre successioni a nord della faglia di Ganos, sempre separate sull'asse orizzontale, rappresentate da W verso E: Alexandroupolis,

Korudağ e Nord-Ganos; all'interno delle stesse, i campioni (da sinistra verso destra) sono ordinati stratigraficamente dal basso verso l'alto.

La sezione greca (prima a sinistra) è molto matura, infatti i campioni analizzati contengono ZTR e granato fino al 90% e altri minerali accessori come epidoto, anatasio, titanite e staurolite (massimo 3 % tranne TU73 che presenta maggiori percentuali di epidoto); in questa successione la picotite è presente in quantità trascurabili (1 %) e solo in due campioni.

Le altre due successioni (Korudağ e Nord-Ganos) differiscono soprattutto per l'abbondanza di picotite (circa 30%), che in due campioni (AD29 e AD34) supera anche il 50%.

Anche la titanite compare sia in Korudağ che in Nord-Ganos (in Alexandroupolis è presente solo in un campione TU169), ad una precisa altezza stratigrafica (passaggio Eocene medio-superiore in Nord-Ganos e passaggio da Formazione di Korudağ a quella di Kesan nella successione di Korudağ).

L'epidoto è presente in quantità considerevoli (33%) solo in un campione di Nord-Ganos (AD40) e uno della Grecia (17% in TU173), mentre in tutti gli altri campioni esso è assente o presente in tracce.

L'anatasio è presente in quasi tutti i campioni con percentuali che non superano il 3%, mentre altri minerali accessori importanti, come cianite, glaucofane, staurolite e cloritoide, sono presenti, seppur con valori inferiori all'1%, nei campioni più alti della successione di Korudağ (già Oligocene).

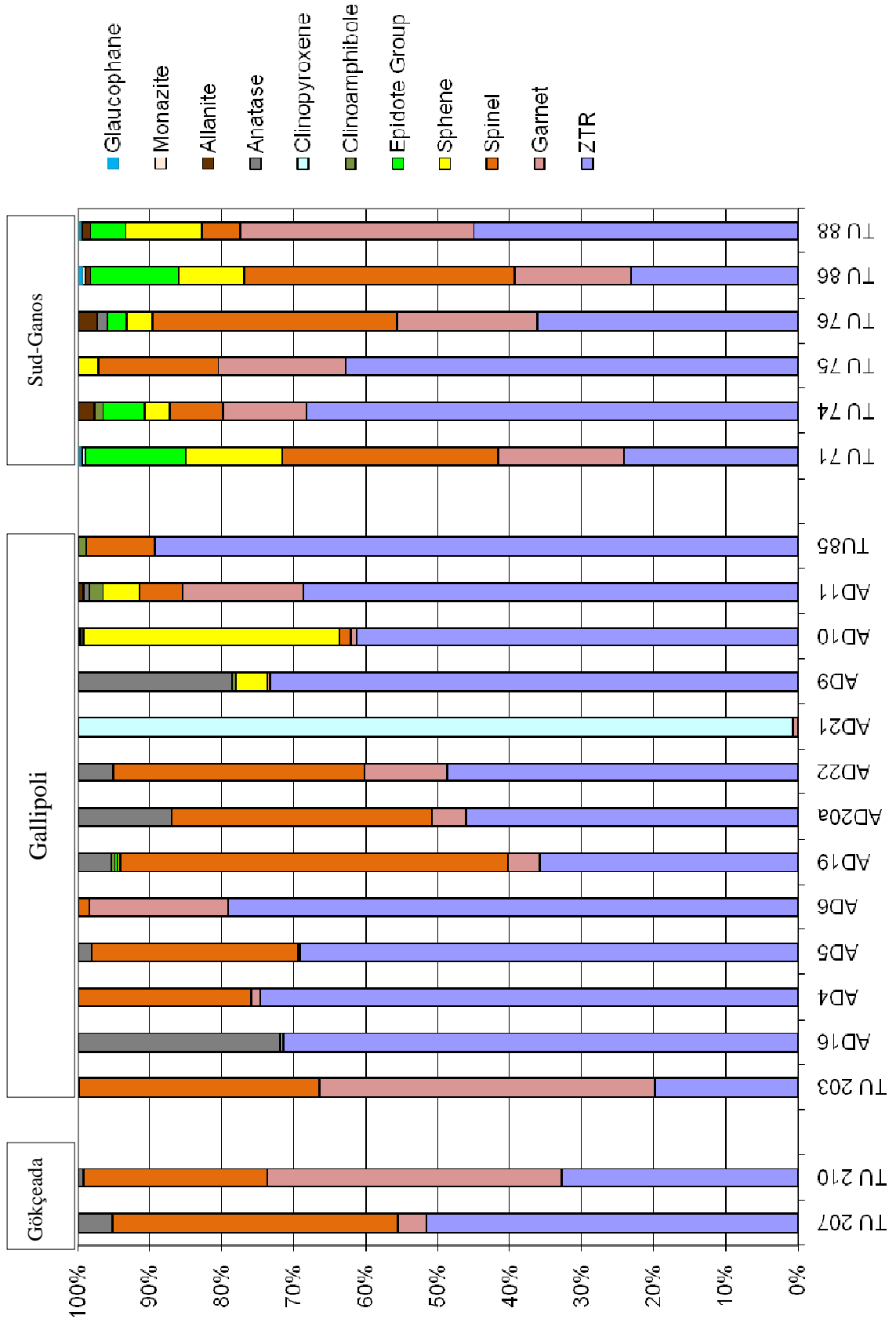


Fig. 4.4.1 Diagramma a barre dei minerali pesanti per le successioni a Sud di Ganos. Per riferimento colori vedere legenda a destra del grafico. ZTR = Zircon+Tourmalina+Rutilo.

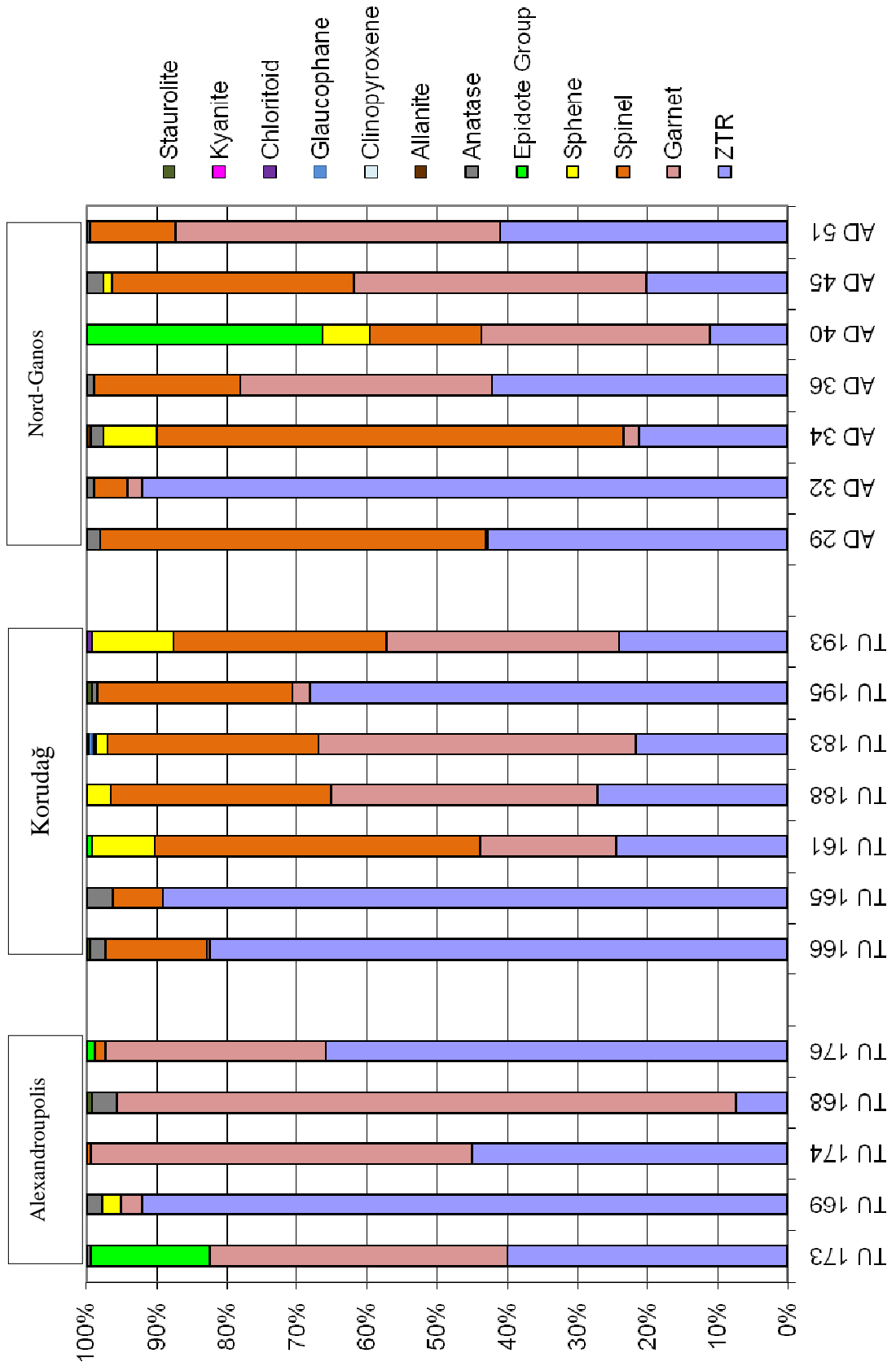


Fig. 4.4.2 Diagramma a barre dei minerali pesanti per le successioni a Nord di Ganos. Per riferimento colori vedere legenda a destra del grafico. ZTR = Zirconio+Tormalina+Rutilo

5- PETROFACIES

5.1 Descrizione delle petrofacies

Lo studio integrato della composizione principale e dei minerali pesanti ha permesso di stabilire degli indicatori di petrofacies, ossia alcuni parametri composizionali che hanno consentito la distinzione e la caratterizzazione di sei diverse petrofacies. La variazione di tali parametri, sia come frequenza di distribuzione tra le varie petrofacies, che come quantità (si considera sempre la media dei valori di ogni parametro per tutti i campioni della petrofacies), è stata utile per una discriminazione anche in termine di provenienza.

Come si vede dalle figure 5.1.1 (sud della faglia di Ganos) e 5.1.2 (nord della faglia di Ganos) le petrofacies definite si distribuiscono nelle varie successioni stratigrafiche come segue.

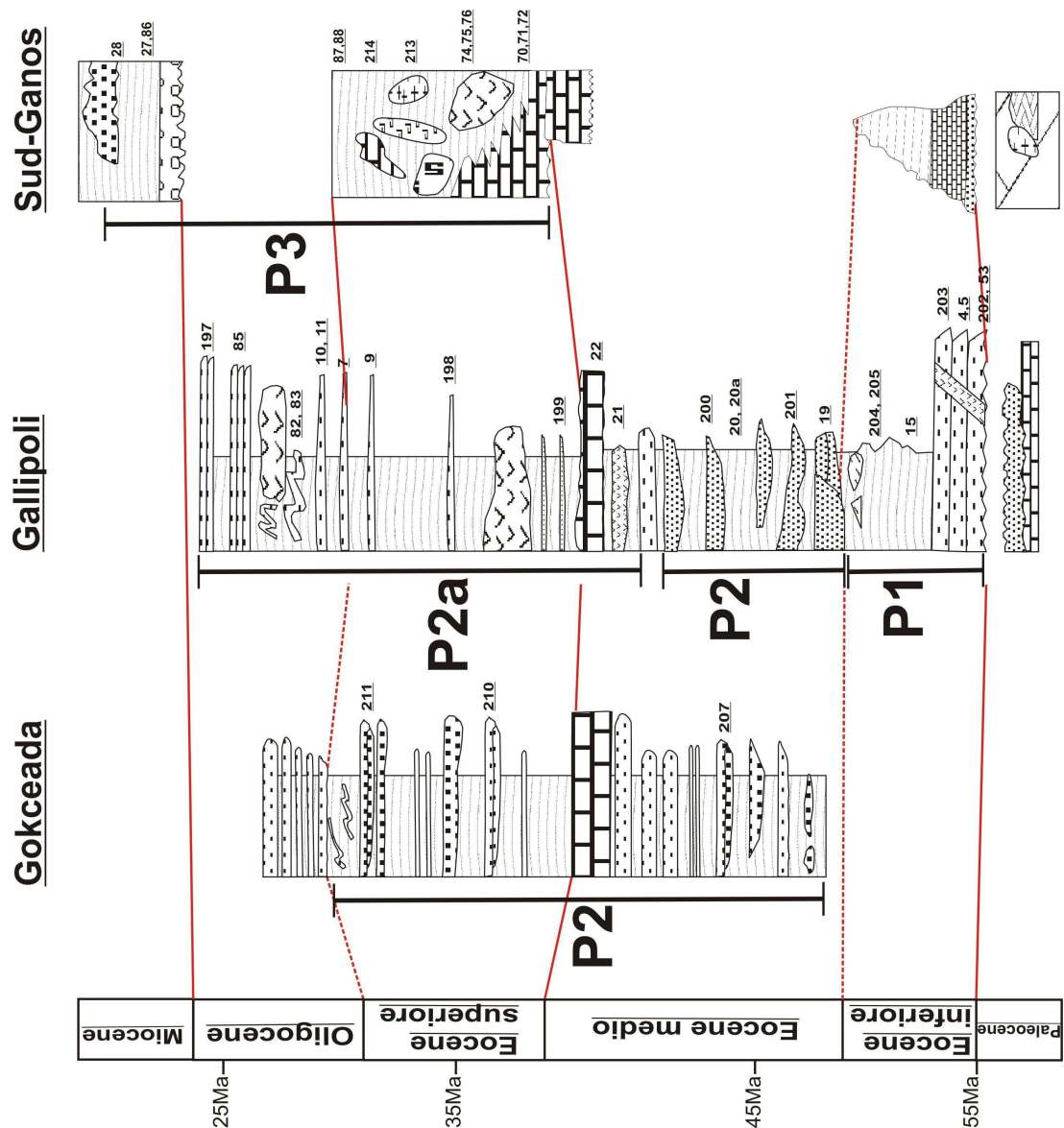


Fig. 5.1.1 Distribuzione delle petrofacies nelle colonne stratigrafiche a Sud della faglia di Ganos

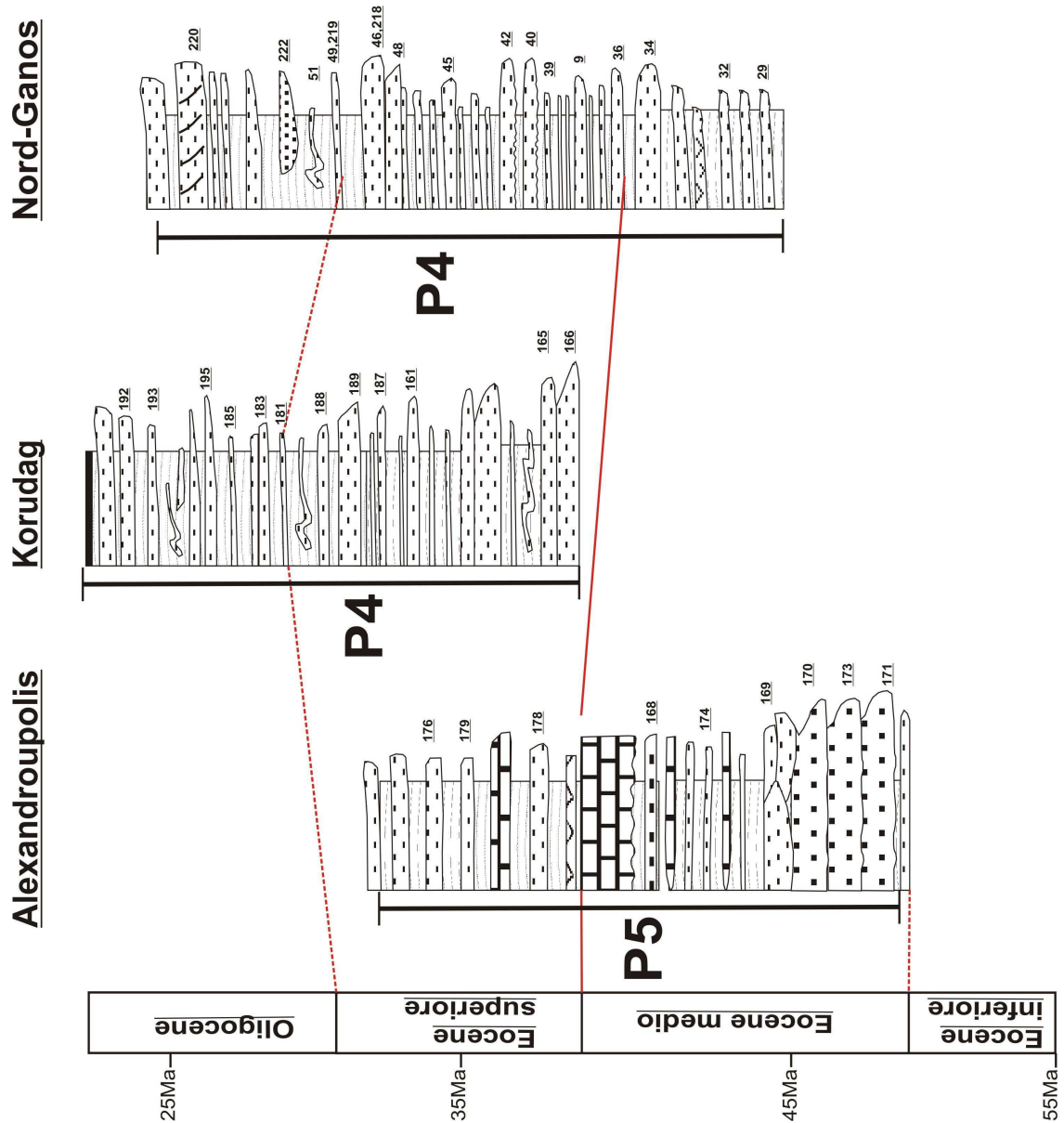


Fig. 5.1.2 Distribuzione delle petrofacies nelle colonne stratigrafiche a Nord della faglia di Ganos

P1 - Successione di Gallipoli, intervallo di torbiditi basali dell'Eocene inferiore (formazione di Lört e di Karağac) rappresentata da 7 campioni per la composizione principale e 4 per lo studio dei minerali pesanti;

P2 - Successione di Gallipoli, intervallo stratigrafico in facies fluviale di età Eocene medio (Formazione di Fiçipete) e successione di Gökçeada (tutta), dall'Eocene medio a superiore, con un totale di 8 campioni per l'analisi modale e 6 per quella dei minerali accessori;

P2a - Successione di Gallipoli parte alta, di età Eocene superiore-Oligocene (Formazione di Soğucak e di Tayfur), che comprende 12 campioni per la composizione principale e 5 per i minerali pesanti;

P3 - Olistoliti nella successione Sud-Ganos (tutta), dall'Eocene superiore al Miocene, per un totale di 13 campioni per la composizione principale e 6 per lo studio dei minerali pesanti;

P4 - Successioni di Nord-Ganos e Korudağ, dall'Eocene medio all'Oligocene, sequenza torbidity continua, rappresentata dal maggior numero di campioni, con 26 analisi modali 14 analisi dei minerali accessori;

P5 - Successione di Alexandroupolis (Grecia), Eocene medio-superiore, con un totale di 8 campioni per la composizione modale e 5 per i minerali pesanti.

I parametri composizionali che sono stati utilizzati come indicatori di petrofacies sono stati scelti sia per la loro importanza in termini di provenienza, sia per la loro caratteristica e discriminante distribuzione all'interno delle successioni; il valore di ogni "indicatore" per la caratterizzazione delle petrofacies è espresso in rapporti percentuali tra gruppi di classi composizionali per la composizione principale, e in semplice percentuale sul totale dei minerali conteggiati per i minerali pesanti. In particolare i parametri composizionali utilizzati per la suddivisione in petrofacies sono:

- Q+F/NCE+CE

Questo indicatore si ottiene sommando le quantità di quarzo e feldspati contati in rocce plutoniche, gneissiche e/o metamorfiche di medio-alto grado e dividendoli per il totale dello scheletro sabbioso terrigeno. A differenza degli altri indicatori di petrofacies questo è un dato semi-quantitativo perché dipende dalla grana della roccia. Esso è tuttavia utile a darci un'idea, sia pur semiquantitativa, della presenza o meno di rocce madri di tipo granitoidi (ignei e metamorfiche di medio-alto grado) presenti nell'area fonte.

- OF/L

Questo indicatore rapporta i contenuti di serpentiniti, serpentinoscisti e cloritoscisti rispetto al totale dei frammenti litici a grana fine (L) ed è un possibile indicatore di provenienza da rocce ofiolitiche.

- F+S/L

Questo indicatore rapporta il totale di filladi e *slate* sul totale dei frammenti di rocce a grana fine ed è utile per discriminare le petrofacies in base al contenuto di litici metamorfici di basso grado, indicatori di provenienza da crosta superficiale del basamento cristallino continentale.

- CE/L

E' il rapporto tra la quantità di carbonati extrabacinali rispetto al totale dei frammenti litici. L'indicatore contraddistingue aree di provenienza caratterizzate da coperture carbonatiche.

- NEOV/NCE

Il rapporto esprime la quantità di materiale neovulcanico, sia come singoli granuli che come frammenti di roccia, sul totale dello scheletro sabbioso terrigeno; è un indicatore molto importante che caratterizza in maniera inequivoca la presenza di un vulcanesimo penecontemporaneo alla sedimentazione.

- CI/L

La quantità di granuli carbonatici di natura intrabacinale, quindi coevi, è un parametro composizionale importante, che testimonia la presenza di *bank* carbonatici capaci di produrre materiale che viene successivamente risedimentato nel bacino torbido.

- PIC

Quantità di picotite, che indica una provenienza da rocce peridotitiche e serpentinite (mantello e crosta oceanica); il valore è espresso in percentuale perché è un rapporto rispetto al totale dei minerali pesanti contati (lo stesso vale per gli altri minerali accessori utilizzati come indicatori di petrofacies).

- EPI

Rappresenta la quantità di epidoto (compresa anche la clinozoisite), che è un buon indicatore in quanto minerale accessorio e principale di rocce metamorfiche in facies scisti verdi.

- GLA

Il glaucofane è uno dei minerali indice di metamorfismo di alta pressione ed anche se nei campioni analizzati le percentuali non superano mai l'1% la sua presenza è molto importante perché indica una provenienza da rocce di zona di subduzione.

- TIT

Esso esprime il rapporto della quantità di titanite (*sphene*) sul totale dei minerali pesanti.

In figura 5.1.3, per ogni petrofacies distinta, sono mostrati i diagrammi di distribuzione dei singoli indicatori composizionali. Per ogni indicatore, al centro, è indicato il valore medio della frequenza, mentre in basso a destra è indicata la frequenza di presenza dell'indicatore sul totale dei campioni che definiscono la petrofacies. In ascissa i campioni sono stati disposti in ordine decrescente in base al valore del parametro indicato (non è un ordine stratigrafico).

Una volta definite le petrofacies sulla base delle variazioni dei parametri sopra indicati, i campioni sono stati rappresentati nuovamente nei diagrammi triangolari di primo, secondo e terzo ordine mettendo in evidenza l'appartenenza dei vari campioni alle petrofacies invece che alla successione stratigrafica di appartenenza. Ciò è servito a descrivere e caratterizzare le petrofacies in maniera più dettagliata dal punto di vista composizionale, non considerando solo gli indicatori scelti. Di seguito nelle figure 5.1.4 sono mostrati rispettivamente: il diagramma di primo ordine NCE-CE-CI+NCI, quello di secondo ordine Q-F-L+CE e quelli di terzo ordine Q-K-P e Lv-Lm-Ls, in cui le varie petrofacies sono differenziate da diversi simboli e colori.

Come si vede dai diagrammi i dati mostrano una discreta dispersione, cioè non è possibile identificare e separare le singole petrofacies in maniera netta rispetto alle altre.

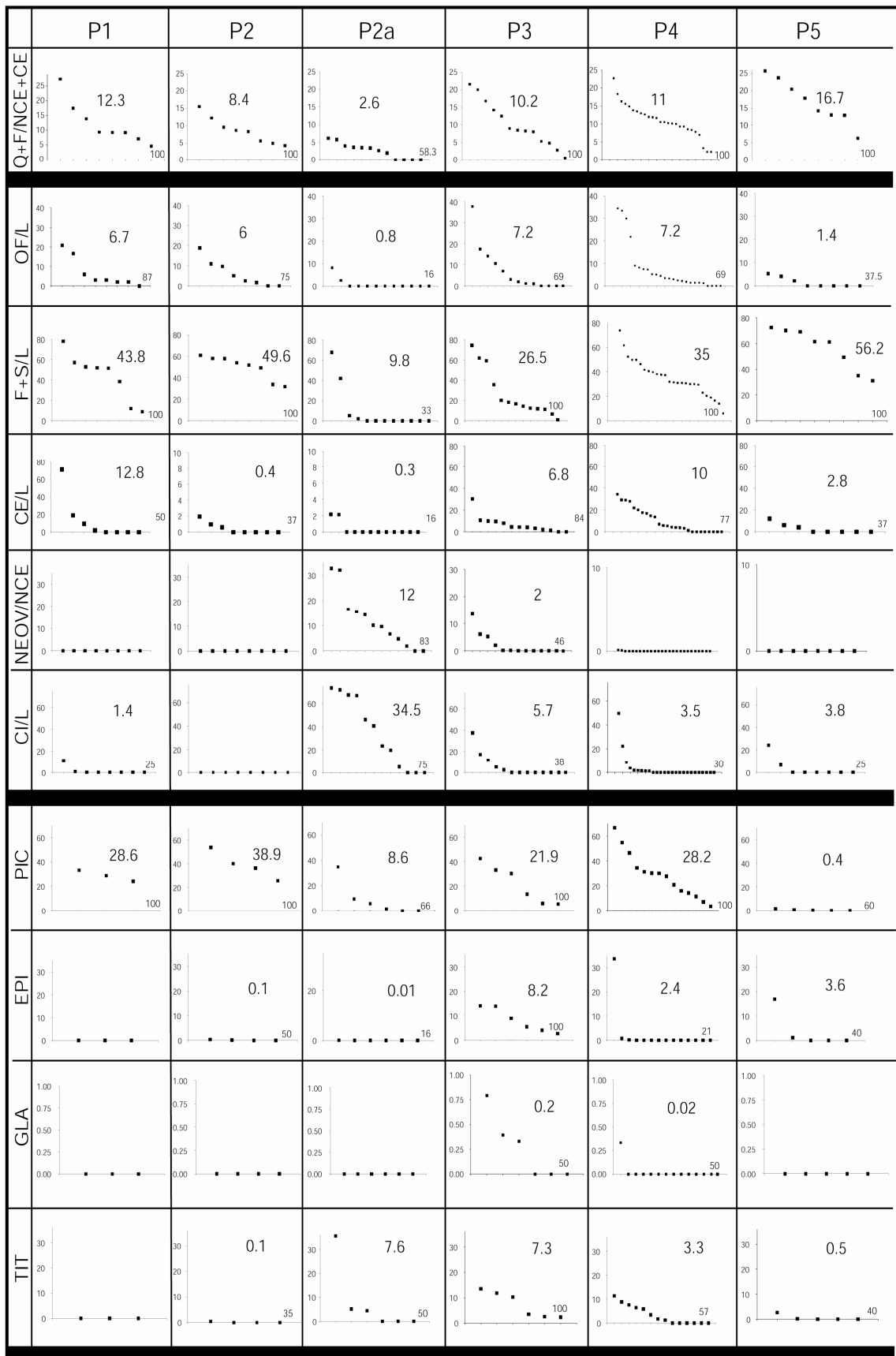


Fig. 5.1.3 Diagrammi di frequenza e distribuzione degli indicatori composizionali scelti per la differenziazione delle petrofacies. Per ogni indicatore al centro è indicato il valore medio della frequenza di presenze e in basso a destra la frequenza di presenza dell'indicatore sul totale dei campioni che definiscono la petrofacies

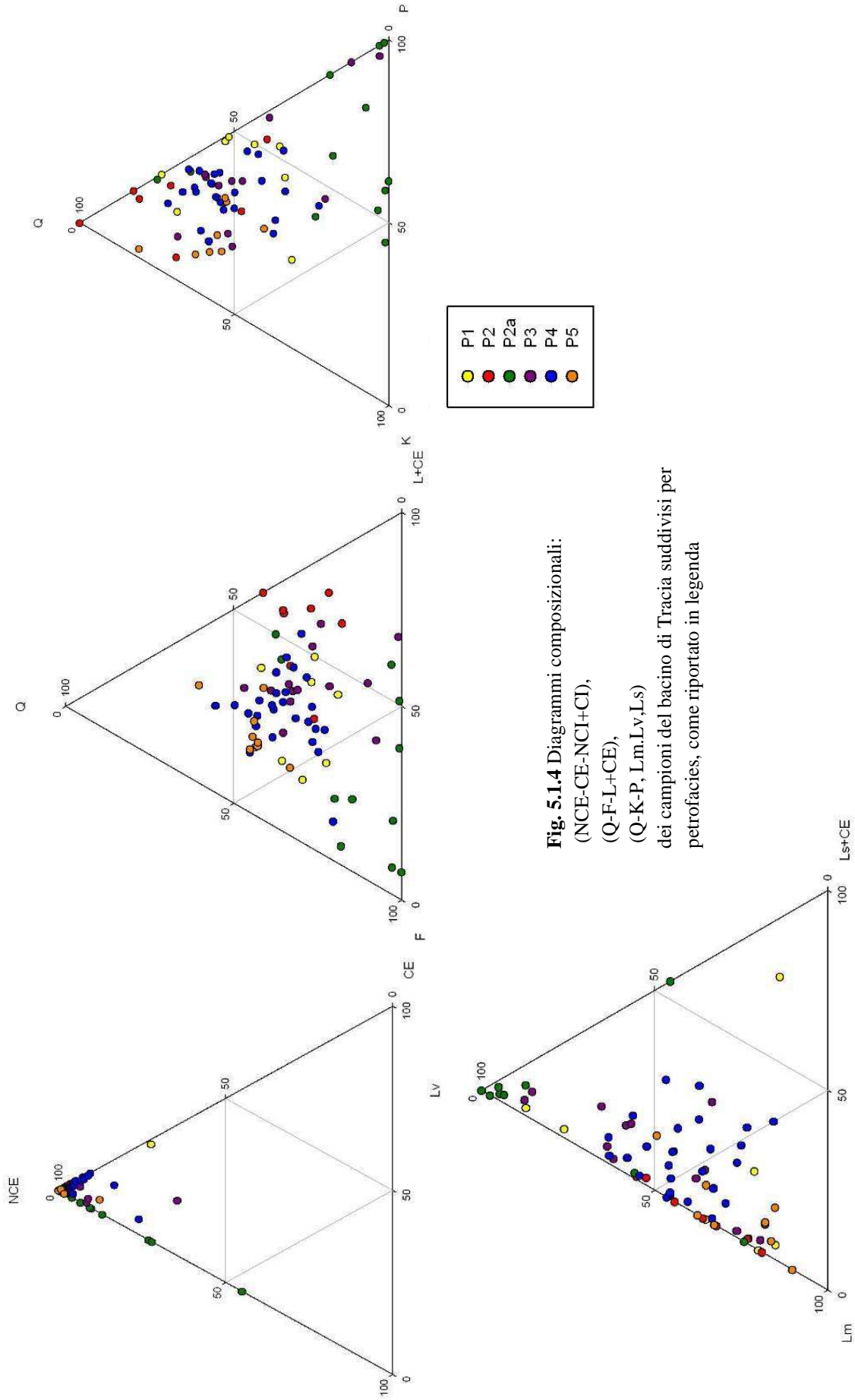


Fig. 5.1.4 Diagrammi composizionali:
 (NCE-CE-NCl+Cl),
 (Q-F-L+CE),
 (Q-K-P, Lm,Lv,Ls)
 dei campioni del bacino di Tracia suddivisi per
 petrofacies, come riportato in legenda

Nella tabella 3 (in basso) sono indicate le quantità (in percentuale rispetto a tutti i punti contati) dei parametri principali per i diagrammi composizionali (Q, K, P, L, CE, CI), divise per petrofacies (i dati composizionali in percentuale ricalcolati sono riportati in appendice).

Per quanto riguarda i dati di paleocorrente, anch'essi sono stati raggruppati secondo le petrofacies stabilite e i vari diagrammi a rosa (utilizzati per visualizzare meglio la provenienza dei paleoflussi) sono stati suddivisi in base al tipo di struttura utilizzato per la misura della direzione o verso della paleocorrente. All'interno delle successioni studiate sono state misurate sia strutture tipo *flute casts*, che permettono di ottenere il verso del flusso, sia *groove casts*, che indicano solo la direzione di corrente, sia *ripple mark*. Solo per la petrofacies P2a le strutture misurate si riferiscono ad assi di piega e cerniere di slump che si ritrovano all'interno dell'olistolite tufaceo.

		P1	P2	P2a	P3	P4	P5
Q	Quartz (single crystal)	20.54	13.00	5.77	12.16	20.93	21.24
Q	Polycrystalline quartz	2.14	7.83	0.75	4.68	3.67	5.78
Q	Quartz in volcanic or plutonic r.f.	2.68	3.43	0.22	2.94	3.42	5.99
Q	Quartz in metamorphic r.f.	0.62	1.48	0.08	1.15	0.67	1.34
Q	tot	25.98	25.73	6.82	20.94	28.69	34.34
K	K-feldspar (single crystal)	7.22	1.68	8.12	4.45	7.50	11.03
K	K neovolcanic single crystal	0.00	0.00	3.64	0.02	0.00	0.00
K	K-feldspar in volcanic or plutonic r.f.	1.16	1.06	0.63	2.45	1.43	4.06
K	K-feldspar in metamorphic r.f.	0.02	0.12	0.00	0.00	0.01	0.00
K	tot	8.40	2.86	12.38	6.91	8.94	15.09
P	Plagioclase (single crystal)	17.40	6.38	8.02	10.11	13.28	8.25
P	Plagioclase neovolcanic (single crystal)	0.00	0.00	18.76	2.79	0.02	0.00
P	Plagioclase in volcanic or plutonic r.f.	5.67	3.28	4.60	4.27	4.94	3.55
P	Plagioclase in metamorphic r.f.	0.06	0.04	0.00	0.15	0.07	0.00
P	tot	23.13	9.69	31.38	17.32	18.31	11.80
L	volcanic r.f.	10.80	16.39	19.51	17.58	10.60	4.69
L	metamorphic r.f.	8.63	28.15	1.65	10.32	9.80	9.45
L	sedimentary r.f.	0.98	3.84	0.49	3.12	2.83	2.53
L	tot	20.41	48.38	21.65	31.02	23.23	16.66
CI	intrabasinal carbonates	0.21	0.00	7.29	2.02	1.02	1.13
CE	extrabasinal carbonates	4.86	0.19	2.15	2.26	2.50	0.59

Tab. 3 Tabella riassuntiva delle quantità dei componenti principali suddivise in petrofacies (valori percentuali rispetto al numero totali di punti contati)

Petrofacies P1

In essa sono raggruppati i campioni più antichi, dell'Eocene inferiore, che affiorano solo nella zona di Gallipoli.

Dal punto di vista composizionale (vedi diagrammi Fig. 5.1.4) questi campioni ricadono tra le litareniti arcsiche e arcosi litiche, in cui la quantità media di quarzo è di circa 26% (sul totale del conteggio, come da tabella 3), prevalgono nettamente i

plagioclasti (23%) rispetto ai feldspati potassici (3%) e i litici sono per lo più metamorfici, escludendo i campioni AD4 e AD5 che presentano molti frammenti di roccia vulcanica ed il campione TU203 eccezionalmente ricco in frammenti calcarei terrigeni.

Per quanto riguarda gli indicatori della composizione principale questa petrofacies è caratterizzata da metamorfiti sopracrustali, ofioliti e anche da carbonati terrigeni (Fig. 5.1.3); nonostante questa facies sia caratterizzata da una grana medio-fine il totale delle rocce a grana grossa è rilevante (12.3% come valore medio), questo significa che porzioni significative di crosta continentale costituita da granitoidi ignei e/o metamorfici erano affioranti nell'area fonte.

Come minerali accessori, tra gli indicatori scelti è caratterizzante la picotite, con una percentuale media di 28,6%, in accordo con la presenza di rocce ofiolitiche (Fig. 5.1.5).

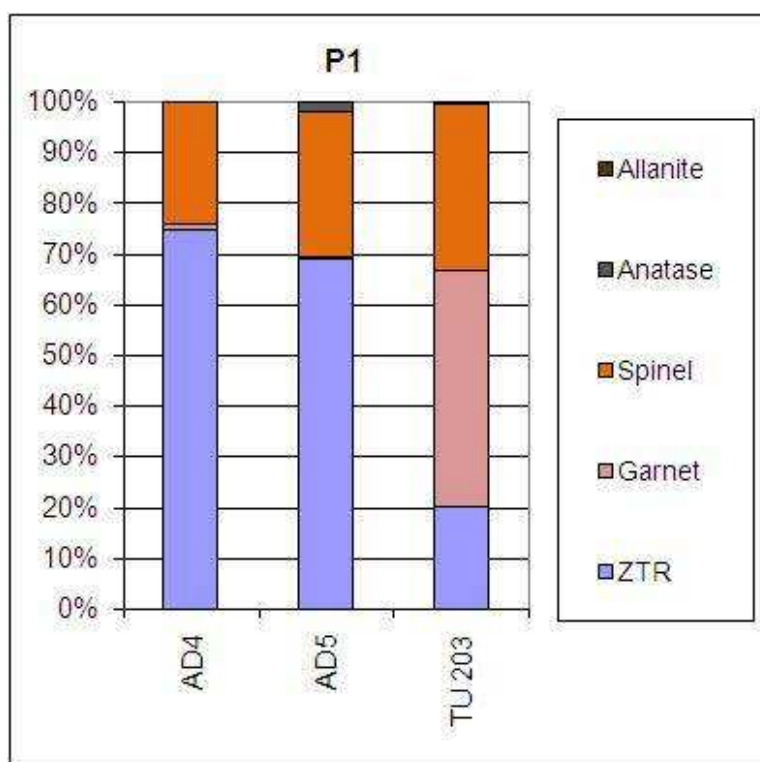


Fig. 5.1.5 Minerali pesanti per la petrofacies P1. In ascisse ci sono i campioni

Le paleocorrenti misurate (Fig. 5.1.6) per questi campioni indicano un flusso verso nord con probabile localizzazione dell'area fonte a sud.

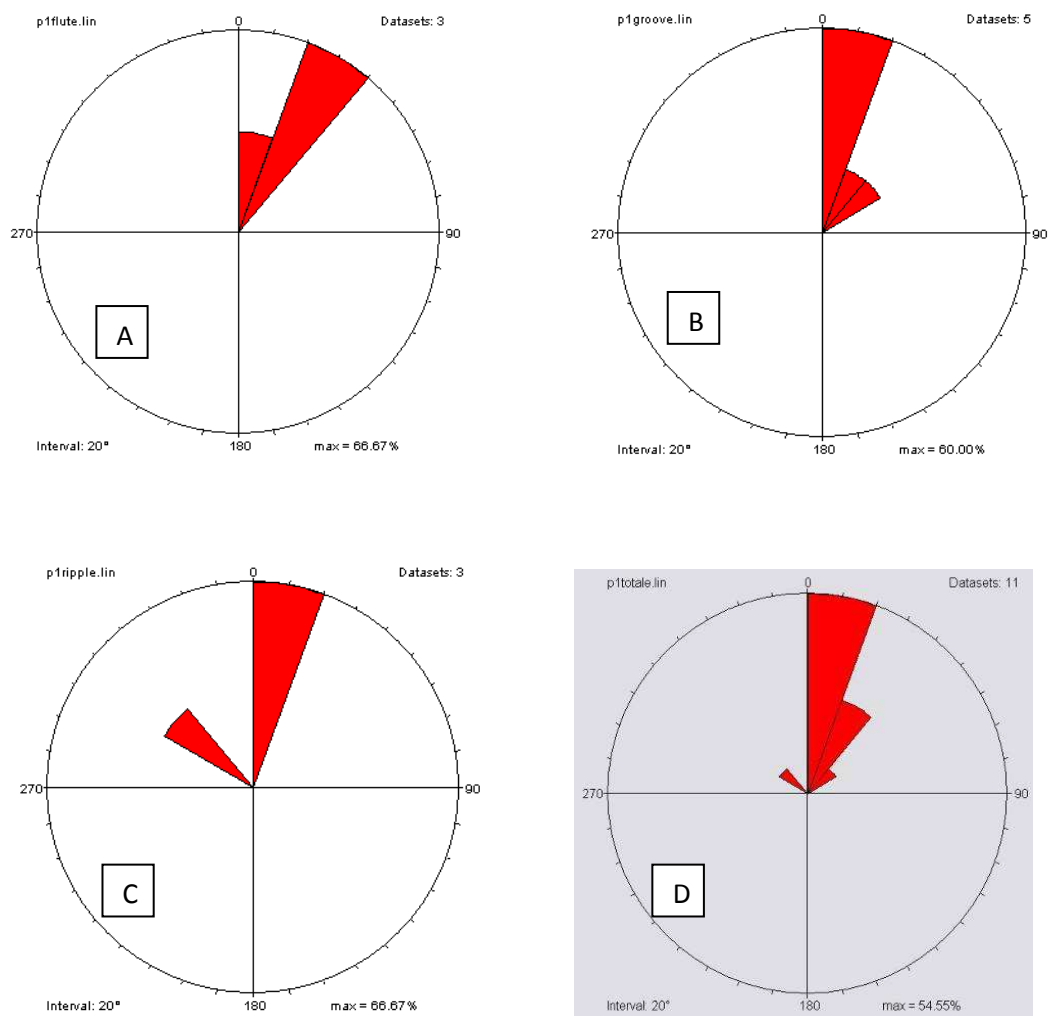


Fig. 5.1.6 Diagrammi a rosa delle misure di paleocorrente nell'intervallo stratigrafico comprendente i campioni della petrofacies P1: A) *flute cast*, B) *groove*, C) *ripple*, D) diagramma riassuntivo (*flute cast+groove cast+ripple*)

Petrofacies P2

Ad essa appartengono i campioni della successione di Gökçeada e l'Eocene medio di Gallipoli. Questa petrofacies è quella più omogenea all'interno dei diagrammi composizionali dei vari ordini (ha la minore dispersione dei dati); si tratta di litareniti con il 44% di frammenti litici metamorfici, con pochi feldspati (tra i due tipi prevalgono leggermente i plagioclasti, presenti con il 9% contro il 2% di quelli potassici), ad eccezione del campione TU207 che è privo di feldspati e che quindi nel diagramma Q-K-P si posiziona nel vertice in alto del triangolo.

In questa petrofacies i frammenti di roccia a grana grossa sono presenti con una quantità media dell'8%, ma considerando che la grana di questi campioni è medio-grossolana, anche se l'indicatore $Q+F/NCE+CE$ indica rocce granitoidi esse potevano non essere necessariamente molto estese. Ci sono molti frammenti di rocce ofiolitiche e

di metamorfiti (come nella petrofacies P1) ma i carbonati extrabacinali sono praticamente assenti.

Per quanto riguarda i minerali pesanti in questa petrofacies si hanno le maggiori quantità di picotite (valore medio 38%) con tracce di epidoto e titanite in due campioni (Fig. 5.1.7).

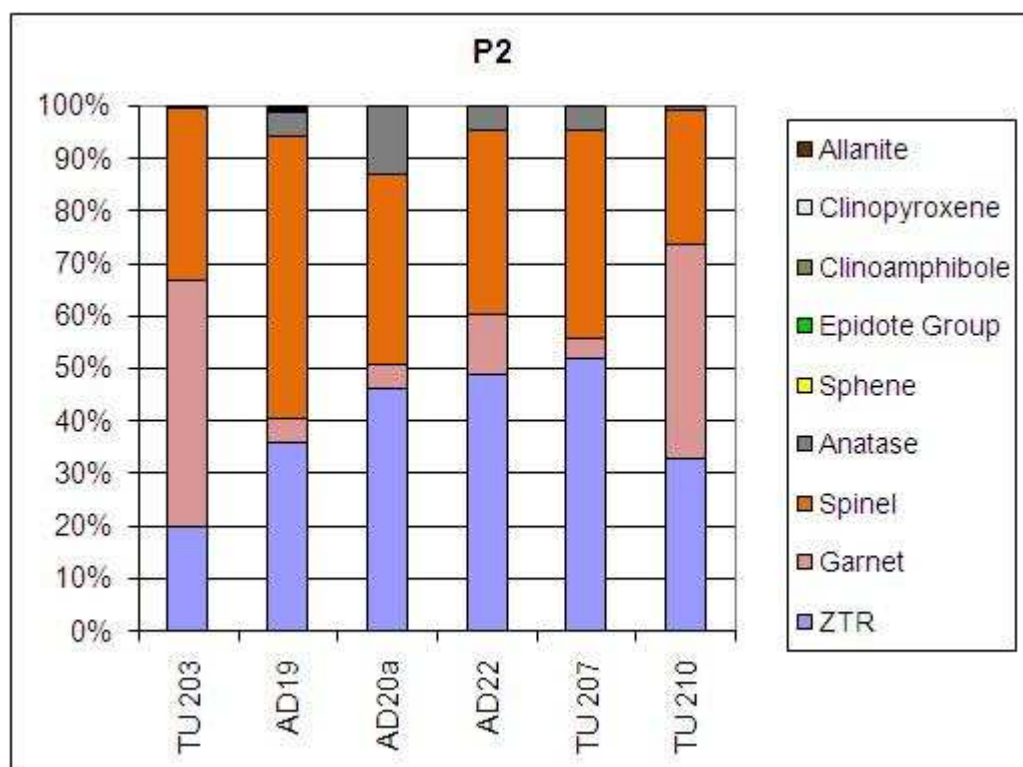
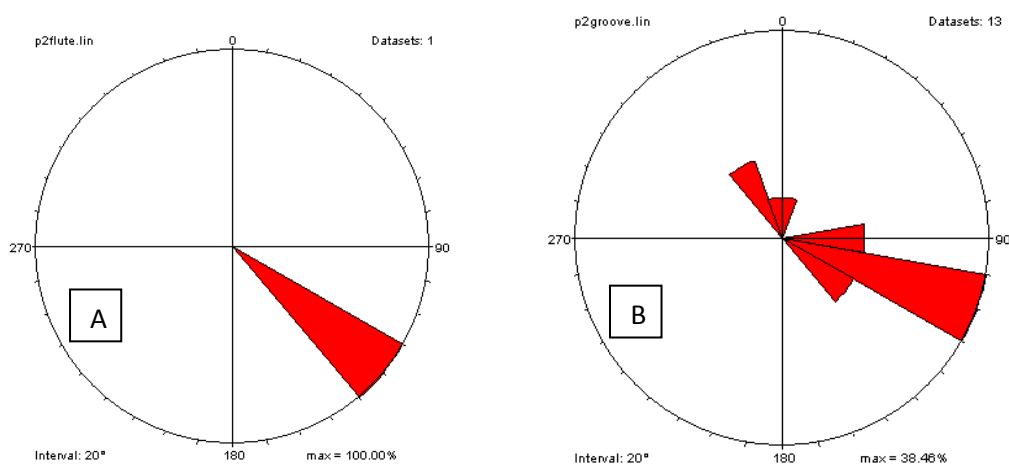


Fig. 5.1.7 Minerali pesanti per la petrofacies P1. In ascisse ci sono i campioni

Le strutture di paleocorrente (Fig. 5.1.8) indicano flussi verso ESE. Poche misure su *ripple* invece indicano flussi verso nord ma, dato il tipo di strutture, potrebbero essere affette da errori.



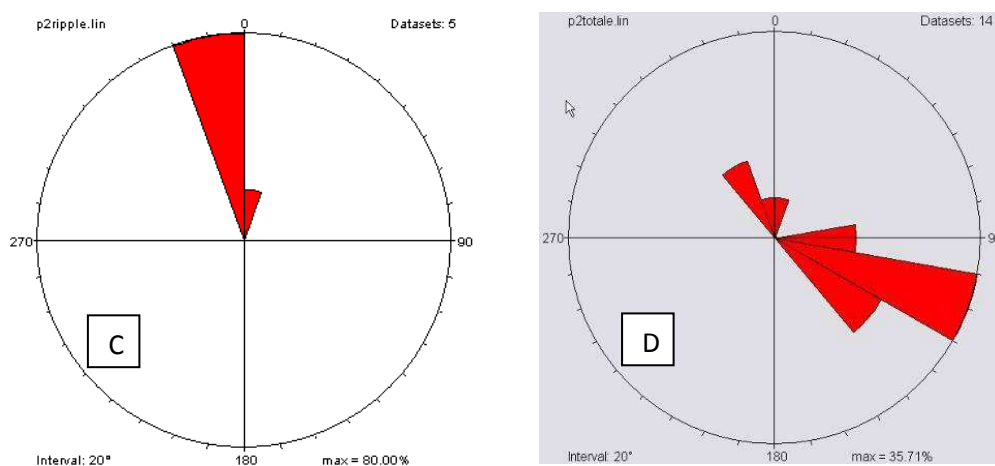


Fig. 5.1.8 Diagrammi a rosa delle misure di paleocorrente negli intervalli stratigrafici comprendenti i campioni della petrofacies P2: A) *flute cast*, B) *groove*, C) *ripple*, D) diagramma riassuntivo

Petrofacies P2a

Questi campioni rappresentano la parte alta della serie di Gallipoli (Eocene superiore-Oligocene), dove è presente il mega-olistolite di tufo di Tayfur.

Si tratta di arcose immature, con percentuali di quarzo che non superano il 6%, prevalenza di plagioclasti (fino al 30%) e litici esclusivamente di natura vulcanica.

Solo due campioni fanno eccezione (AD22, arenite ibrida del livello “calcari a nummuliti”, e TU199, entrambi parte bassa a contatto con petrofacies P2), con maggiori quantità di quarzo, che si posizionano decisamente nel campo delle litareniti.

Tutta questa petrofacies è caratterizzata da un’abbondanza di carbonati intrabacinali e di materiale neovulcanico (Fig. 5.1.3), al contrario della quasi assenza di carbonati terrigeni e di rocce a grana grossa; ci sono anche epimetamorfiti, il cui indicatore (F+S/L) è quello che presenta valori più bassi rispetto a tutte le altre petrofacies.

In questa petrofacies la distribuzione dei valori medi di CE si correla in modo abbastanza soddisfacente con quella dell’indicatore OF/L (rocce ofiolitiche). Questo suggerisce, anche se i valori medi sono in genere bassi, la presenza di probabili lembi di coperture carbonatiche oceaniche legate verosimilmente a rocce ofiolitiche.

Il forte apporto neovulcanico di questa petrofacies ha sicuramente diluito le altre componenti, come ad esempio la picotite che è presente in quantità ridotte (8,6%). Tra gli altri pesanti è caratterizzante la titanite che, con il 7%, discrimina ulteriormente questa petrofacies; sono presenti anche clinoanfobolo (2%) e allanite, che però non sono stati utilizzati come indicatori di petrofacies (Fig. 5.1.9).

Le misure degli assi di pieghe indicherebbero frammenti dell’olistolite verso Nord (Fig. 5.1.10); i depositi dell’olistolite e i *bank* carbonatici dai quali provengono i CI sarebbero dunque ubicati nel margine meridionale.

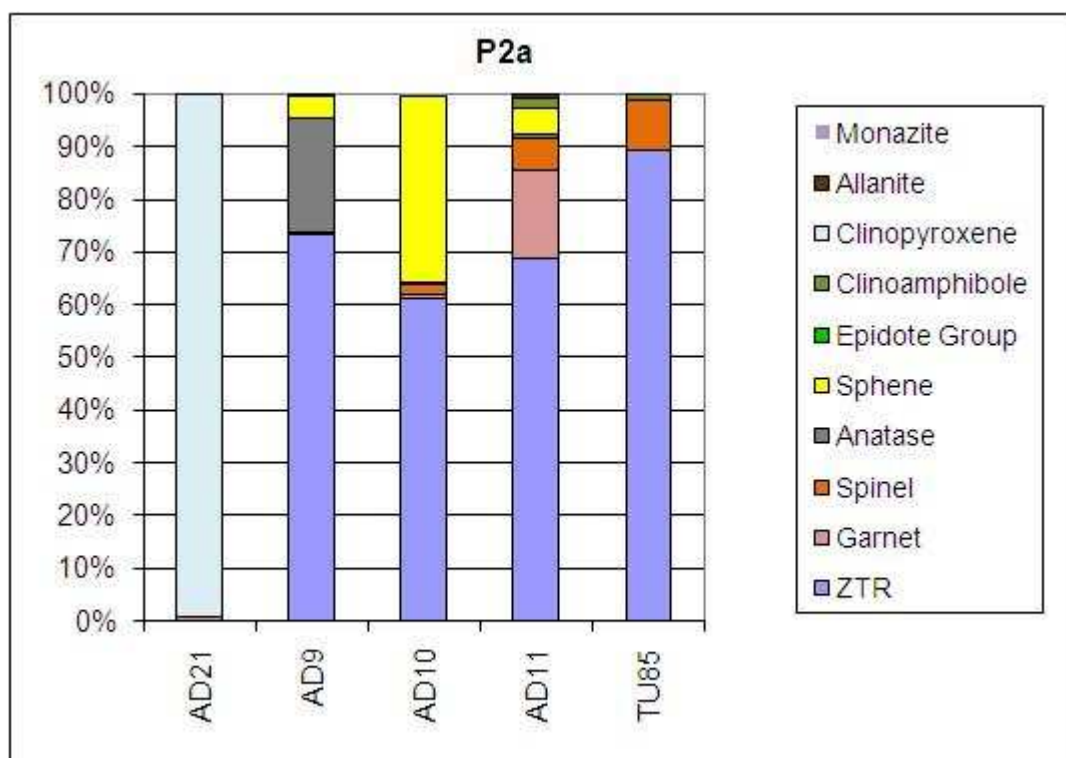


Fig. 5.1.9 Minerali pesanti per la petrofacies P2a. In ascisse ci sono i campioni

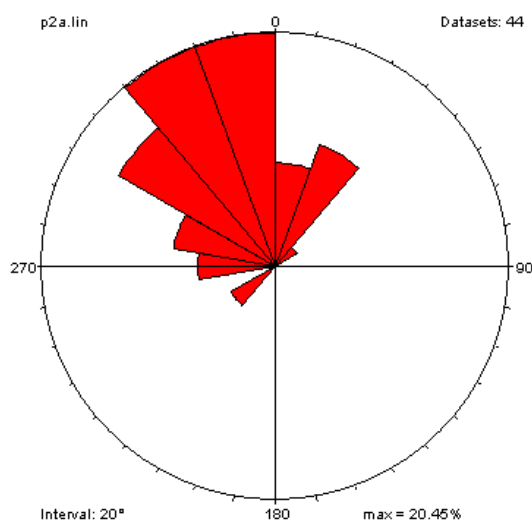


Fig. 5.1.10 Diagrammi a rosa delle strutture misurate nella petrofacies P2a. Si tratta di misure di assi di piega e cerniere all'interno degli slump dell'olistolite

Petrofacies P3

Questa petrofacies racchiude tutta la serie olistolitica a Sud di Ganos (Eocene superiore-Miocene), in cui i campioni sono molto differenti tra loro composizionalmente (sono appunto olistoliti di varia natura), infatti nei diagrammi di primo, secondo e terzo ordine (Fig. 5.1.4) si nota una dispersione dei dati.

Si tratta comunque per lo più di arcosi litiche o litareniti arcosiche, da mature a immature (percentuale media di quarzo circa 20%), con frammenti litici sia metamorfici che vulcanici (paleo).

Tra i feldspati prevalgono i plagioclasti (17%) rispetto a quello potassici (6%). L'indicatore di roccia a grana grossa ($Q+F/NCE+CE$) non è così elevato come ci si aspetterebbe, considerato che la grana di tutti i campioni è grossolana; ciò suggerisce che la presenza di granitodi sia subordinata.

Tutti gli indicatori di questa petrofacies hanno valori significativi non nulli (Fig. 5.1.3): epimetamorfiti, ofioliti, calcari intra ed extrabacinali, vulcanesimo penecontemporaneo), picotite, epidoto, glaucofane, titanite (Fig. 5.1.11).

Proprio i valori di tutti gli indicatori composizionali utilizzati costituiscono la caratteristica discriminante di questa petrofacies e suggeriscono una provenienza da cuneo di accrezione, costituito da rocce metamorfiche, di provenienza ofiolitiche e vulcaniche, queste ultime coeve e non coeve alla sedimentazione.

In questa successione non sono state effettuate misure di paleocorrente.

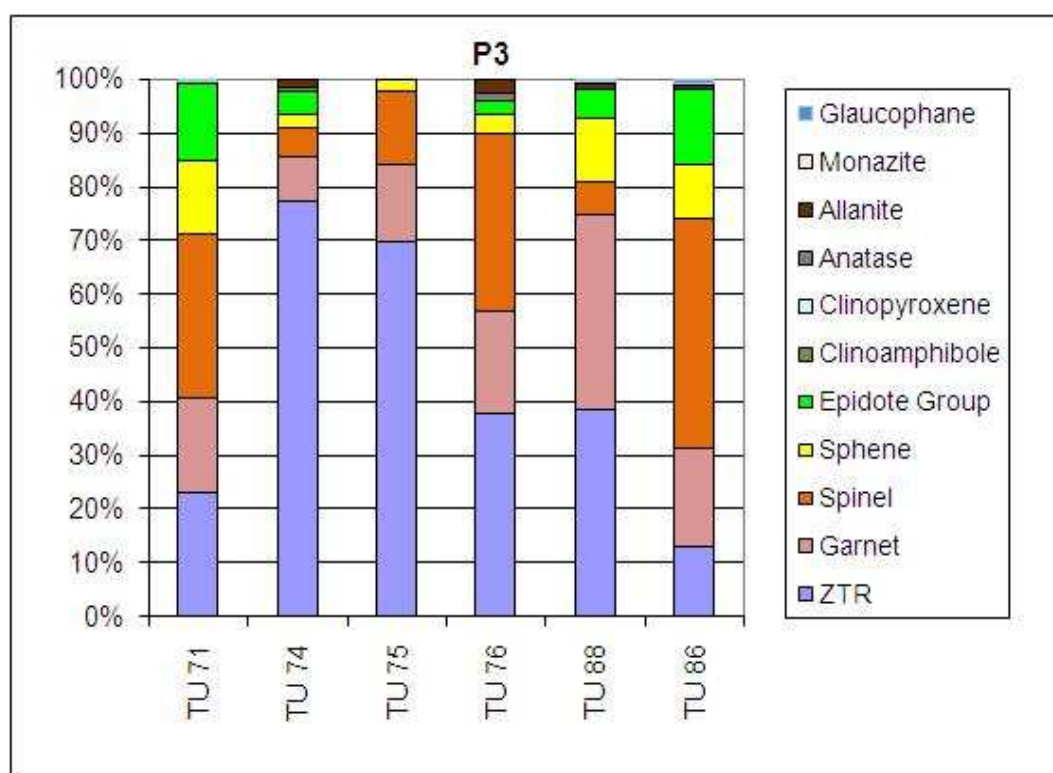


Fig. 5.1.11 Minerali pesanti per la petrofacies P3. In ascisse ci sono i campioni

Petrofacies P4

In questa petrofacies sono inclusi il maggior numero di campioni, compresi tra le successioni di Korudağ e Nord di Ganos (Eocene medio-Oligocene).

Queste successioni si differenziano bene dagli altri campioni (Fig. 5.1.4) e sono abbastanza coerenti, non mostrando una grande dispersione di dati (tranne il campione

TU166, alla base della successione di Korudağ, che contiene più feldspati a discapito del quarzo); infatti soprattutto per il diagramma di secondo ordine Q-F-L+CE questa petrofacies ricade giusto al centro, tra arcose litiche e litareniti arcosiche mature (percentuali medie di Q, F, L rispettivamente sono: 29%, 27%, 23%).

Tra i feldspati prevalgono i plagioclasti (17%) e sono abbondanti le epimetamorfiti, le ofioliti e, localmente, i calcari terrigeni; la presenza di un basamento cristallino di granitoidi è confermata dai valori dell'indicatore $Q+F/NCE+CE$, nonostante i campioni presentino una grana medio-fine.

Come minerali accessori sono presenti sia picotite (28.2%), sia titanite che epidoto, seppur con una frequenza ed una quantità media nettamente inferiore. Questa petrofacies è simile alla P1, ma differisce perché è meno matura (ZTR in quantità ridotte), contiene titanite ed epidoto (P1 ha solo picotite) ed ha quantità maggiori di CI rispetto ai CE che sono invece più abbondanti in P1 (Fig. 5.1.12).

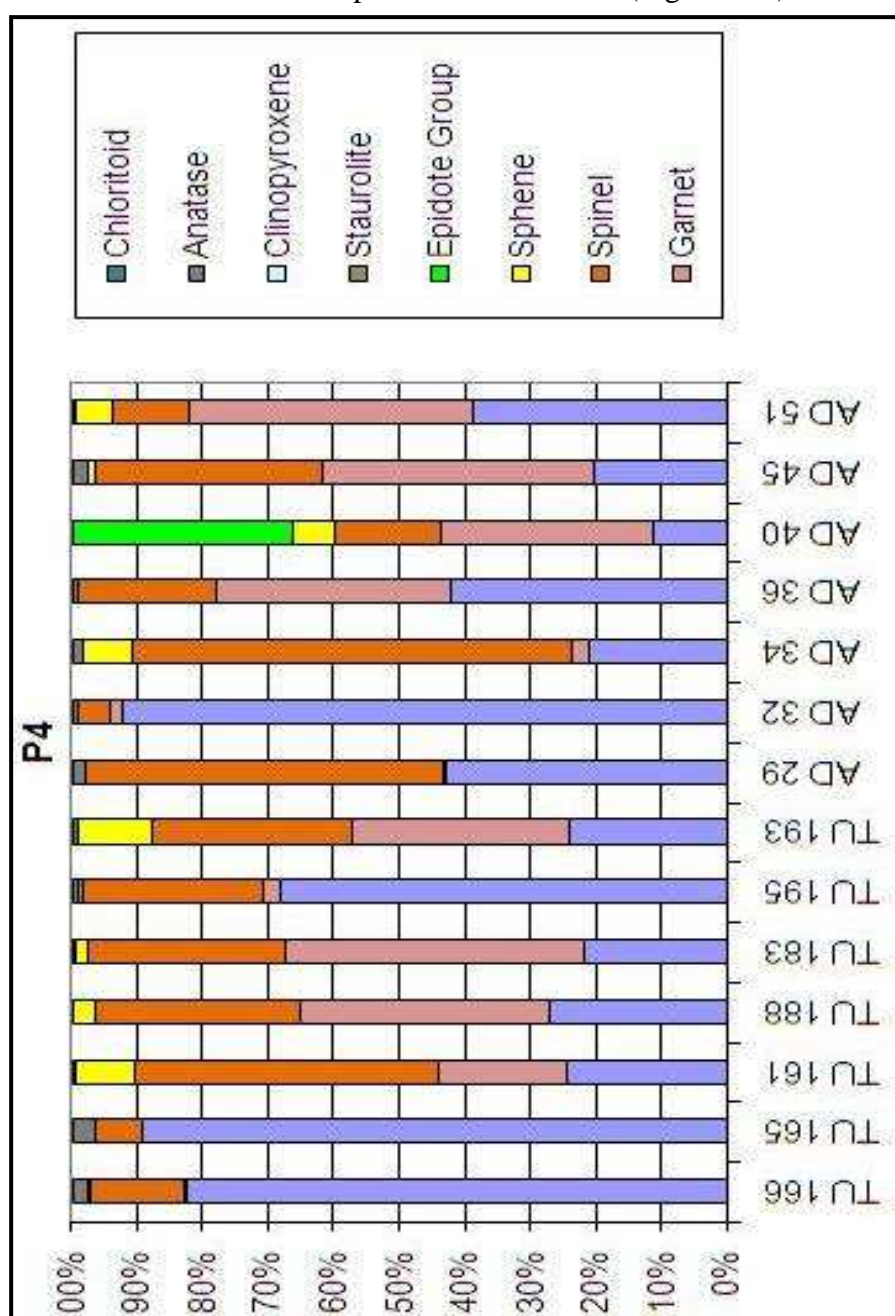


Fig. 5.1.12 Minerali pesanti per la petrofacies P4. In ascisse ci sono i campioni

Questa petrofacies è quella che contiene il maggior numero di misure (Fig. 5.1.13); pertanto i dati di flusso coerenti verso ENE sono molto attendibili ed indicherebbero o una provenienza dalla zona greca (Rodope, ovest) oppure da sud o da nord con deflessione verso Est (controllo strutturale della faglia di Ganos).

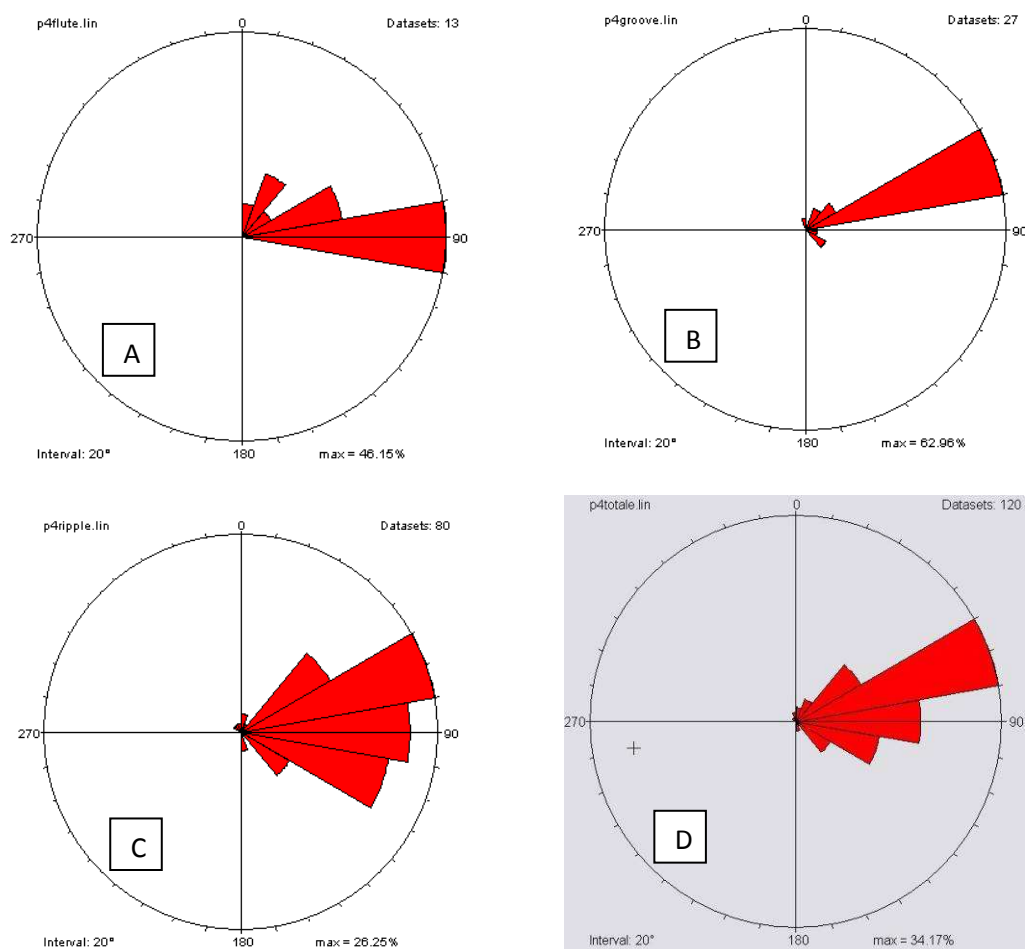


Fig. 5.1.13 Diagrammi a rosa delle misure di paleocorrente negli intervalli stratigrafici comprendenti i campioni della petrofacies P4: A) *flute cast*, B) *groove*, C) *ripple*, D) diagramma riassuntivo

Petrofacies P5

La sezione di Alexandroupolis (Grecia) è rappresentata da questa petrofacies, che si differenzia nettamente dalle altre per la notevole abbondanza di epimetamorfiti e rocce a grana grossa (maggiore estensione di basamento cristallino affiorante) e assenza o presenza trascurabile di rocce ofiolitiche e carbonati terrigeni.

Sono le rocce più mature rispetto alle altre petrofacies (percentuali medie di quarzo di circa 35%) e solo in questi campioni il feldspato potassico prevale sul plagioclasio (15% rispetto al 10%). I frammenti litici sono presenti in minore quantità rispetto alle altre petrofacies (circa 16%). Anche i minerali pesanti indicano che la petrofacies è molto matura poichè sono presenti quasi esclusivamente ZTR e granato (ci sono tracce di epidoto in un solo campione come si vede da Fig. 5.1.14).

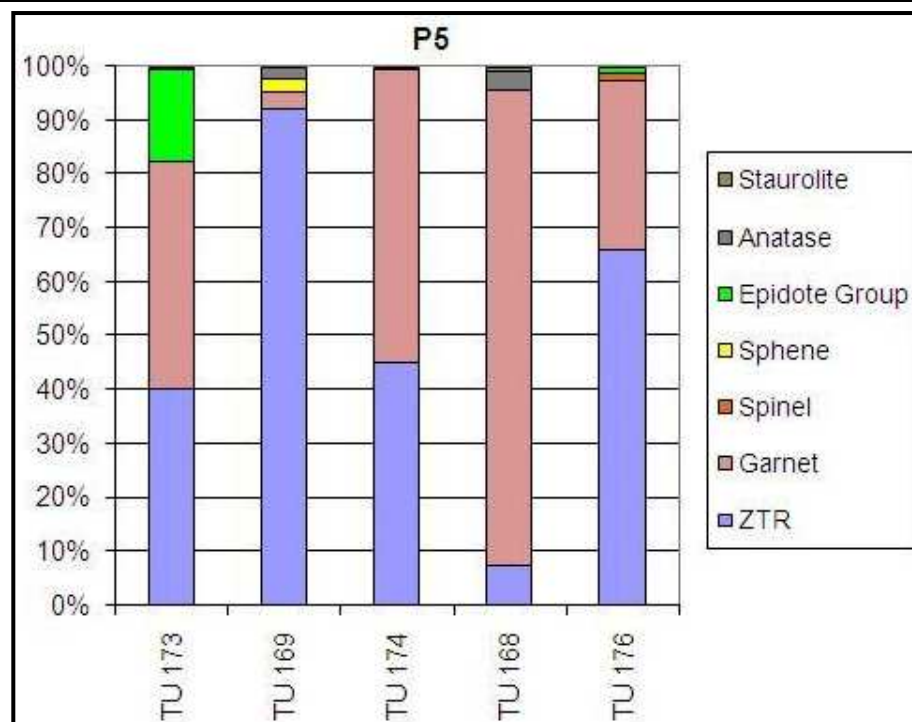


Fig. 5.1.14 Minerali pesanti per la petrofacies P5. In ascisse ci sono i campioni

Le misure di paleocorrente (Fig. 5.1.15) indicano un flusso verso ENE (probabile provenienza Rodopiana).

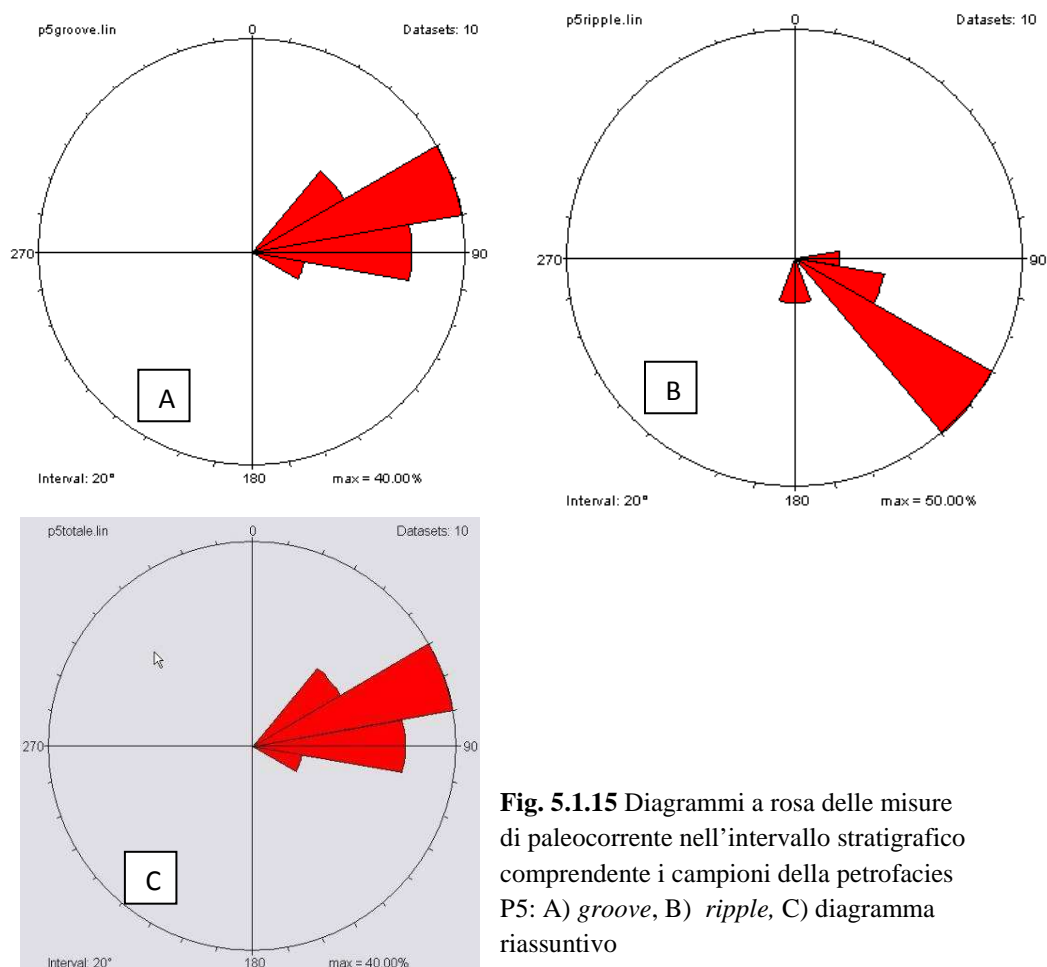


Fig. 5.1.15 Diagrammi a rosa delle misure di paleocorrente nell'intervallo stratigrafico comprendente i campioni della petrofacies P5: A) *groove*, B) *ripple*, C) diagramma riassuntivo

Nella tabella 4 (sopra) sono riassunte tutte le caratteristiche e le differenze tra le petrofacies definite in base agli indicatori composizionali utilizzati.

In figura 5.1.16 è illustrata la disposizione delle petrofacies in pianta, con indicazione delle misure di paleocorrente.

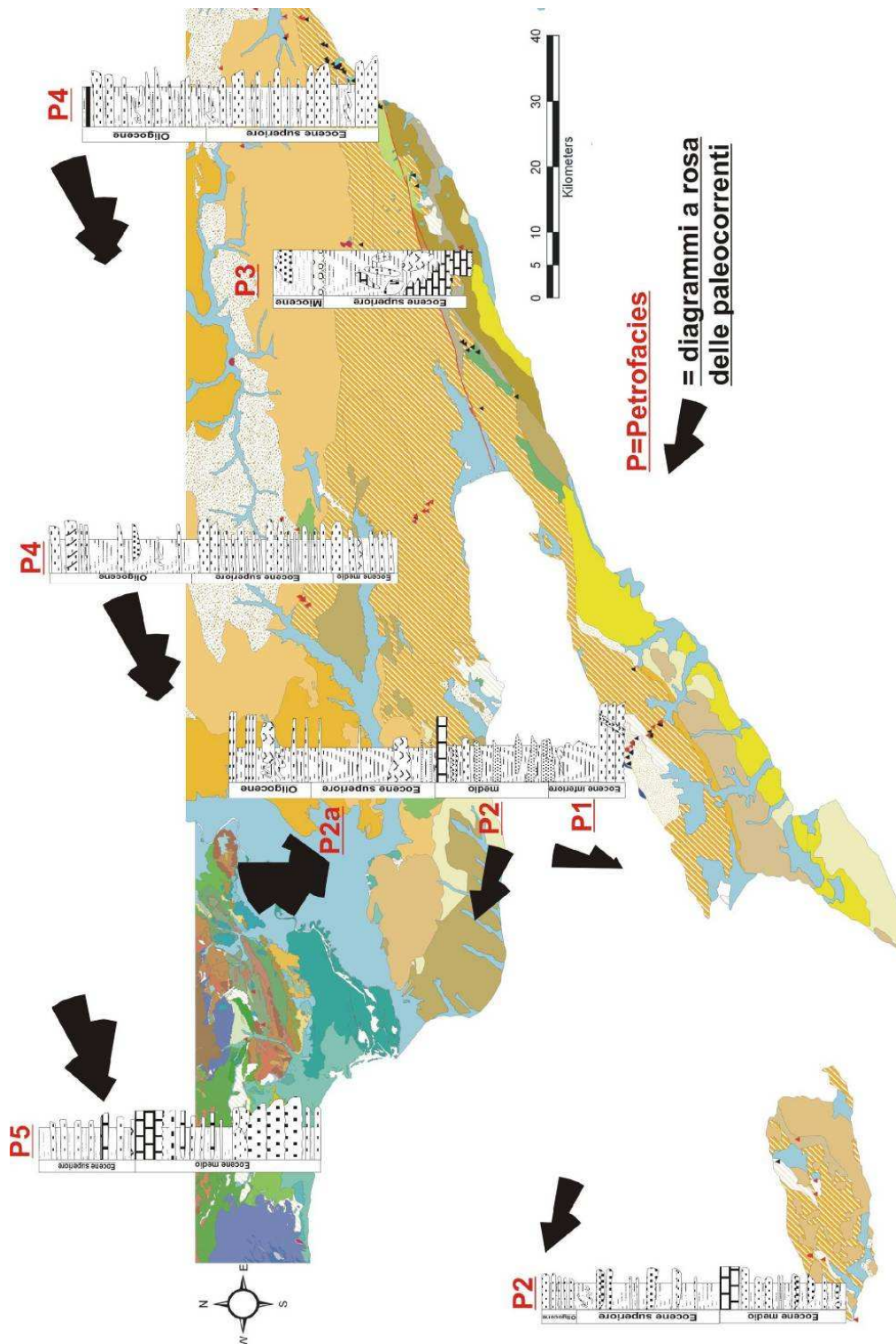


Fig.5.1.16 Mappa che illustra la disposizione in pianta delle petrofacies, con indicazioni delle paleo correnti (qui le misure di paleocorrente sono raggruppate per petrofacies. Per la legenda della carta fare riferimento alla carta geologica in appendice

6- DIAGENESI

Le areniti oggetto di questo studio hanno sofferto intensi processi diagenetici che hanno modificato il sedimento originale. Per effettuare un'accurata analisi di provenienza, attraverso lo studio della composizione principale, è necessario ricostruire lo scheletro originale del sedimento, cioè i componenti reali delle rocce al momento della sedimentazione.

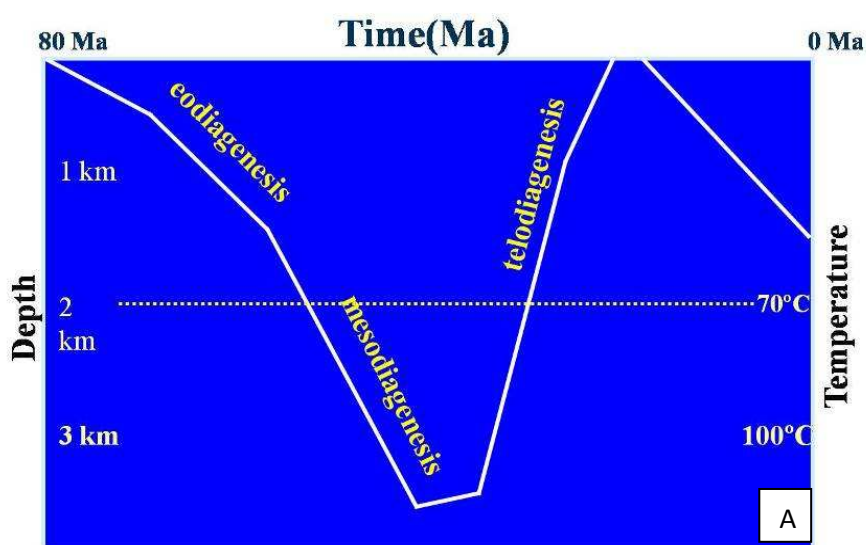
Al fine di questa ricostruzione è stato necessario studiare i processi diagenetici, soprattutto considerando che i componenti instabili che costituivano originariamente le rocce oggetto di studio sono stati disciolti, trasformati o sostituiti da altri minerali; lo studio della diagenesi è anche utile per non confondere un cemento precipitato in un poro (che quindi non rappresenta lo scheletro) da un componente silicoclastico completamente sostituito da un cemento (in questo caso deve essere considerato nel conteggio per la composizione modale).

In definitiva, quindi, per un accurato studio di provenienza bisogna risalire allo scheletro originale e per fare ciò è necessario comprendere i processi diagenetici subiti dalle rocce e i rispettivi prodotti.

6.1 Introduzione

Per diagenesi si intende l'insieme di tutti i processi biologici, meccanici, chimici e biochimici che interessano la roccia, dal momento della deposizione fino al limite col metamorfismo; il limite con il metamorfismo di basso grado non è ben definito ma esso è posto tra 250°-300° C di temperatura e pressione inferiore a 6Kb (Worden & Burley, 2003).

I processi diagenetici sono guidati dalla composizione e provenienza delle rocce, temperatura, pressione, tempo, materia organica e geochimica delle acque. Essi sono: compattazione (meccanica e chimica), cementazione (carbonatica, argillosa, etc.), trasformazione dei minerali (albitizzazione e formazione di epimatrice), generazione di porosità secondaria (per fatturazione o dissoluzione).



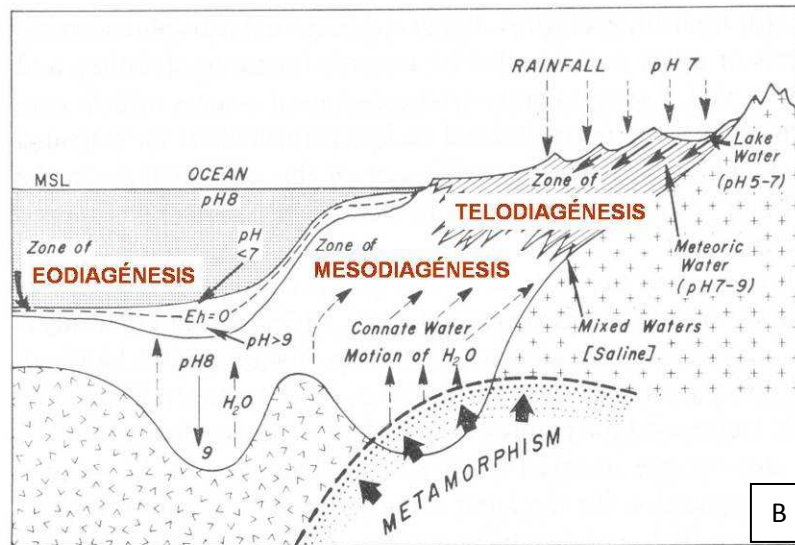


Fig. 6.1.1 A) Diagramma dei regimi diagenetici (modificata da Worden & Burley, 2003): eodiagenesi (diagenesi precoce), mesodiagenesi (diagenesi profonda) e telo diagenesi (diagenesi superficiale); B) Profilo schematico che illustra le variazioni dei tre regimi in sezione (modificata da Choquette & Pray, 1973).

La diagenesi è generalmente suddivisa in tre “regimi” o stadi diagenetici (Fig.6.1.1 A e B) secondo Choquette & Pray (1973):

- **Eodiagenesi**, regime di diagenesi precoce in cui i processi sono influenzati dal clima e dalle condizioni di superficie, nonché dalla chimica delle acque meteoriche; il sistema è aperto termodinamicamente.

- **Mesodiagenesi**, regime profondo dove avvengono la maggior parte dei processi e modificazioni diagenetiche. E’ un sistema generalmente chiuso, fortemente controllato dalla temperatura, con la maturazione della materia organica e formazione di gas e petrolio; avviene la litificazione del sedimento.

- **Telodiagenesi**, fase di sollevamento o inversione tettonica del bacino per cui si ritorna in ambiente meteorico, sistema termodinamicamente aperto e frequenti processi di alterazione e dissoluzione dei minerali, quindi formazione di porosità secondaria.

I processi diagenetici che caratterizzano le arenarie oggetto di questo studio sono stati molto intensi e di conseguenza hanno ridotto la porosità originale a livelli estremamente bassi. Come vedremo di seguito una caratteristica comune di tutti i campioni esaminati è la precocità di questi processi e la loro generazione in un sistema chiuso.

6.2 Compattazione

Essa può essere meccanica o chimica ed è un processo fisico-chimico che consiste nella riduzione del volume intergranulare (porosità originaria) per effetto della pressione che provoca l’espulsione del fluido interstiziale; ha inizio in uno stadio molto precoce e continua fino alla litificazione del sedimento.

Un primo approccio per la stima della compattazione è dato dal valore del volume intergranulare (IGV %), il cui valore in percentuale rappresenta il rapporto tra tutti i vuoti (pori più cemento = IGV) e il totale di punti contati (vuoti più scheletro).

Nella tabella 5 sono indicati i valori di volume intergranulare calcolati, che mostrano come la compattazione abbia influito molto nella riduzione della porosità originale del sedimento (stimata intorno al 40%).

	cemento carbonatico	scheletro contato	pore-lining	pore-filling	cemento quarzo o feldspato	poro	punti contati	IGV	IGV %
AD16	3	310	0	14	5	0	332	22	6.626506024
AD4	16	307	8	12	2	0	345	38	11.01449275
AD5	37	312	6	16	3	0	374	62	16.57754011
AD15	25	304	0	6	5	0	340	36	10.58823529
AD19	30	312	5	14	2	0	363	51	14.04958678
AD20	20	302	12	8	12	0	354	52	14.68926554
AD22	105	313	0	2	0	0	420	107	25.47619048
TU201	0	304	3	3	3	0	313	9	2.875399361
TU198	50	307	0	0	4	0	361	54	14.95844875
AD7	40	306	1	1	4	0	352	46	13.06818182
TU82	28	311	0	0	4	0	343	32	9.329446064
TU83	21	309	0	0	0	0	330	21	6.363636364
TU204	21	314	0	6	0	0	341	27	7.917888563
TU203	27	314	5	4		0	350	36	10.28571429
TU202	35	312	3	13	12	0	375	63	16.8
TU71	53	147	3	0	20	4	227	80	35.24229075
TU74	0	247	5	10	48	9	319	72	22.57053292
AD27	51	154	2	11	7	1	226	72	31.85840708
TU87	69	206	0	4	11	3	293	87	29.69283276
AD28	88	185	0	0	4	0	277	92	33.21299639
TU213	29	313	0	16	1	0	359	46	12.81337047
TU214	0	310	0	0	0	0	310	0	0
TU220	40	313	19	1	0	0	373	60	16.08579088
TU218	46	308	0	9	1	0	364	56	15.38461538
TU222	20	303	0	0	0	0	323	20	6.191950464
TU219	25	305	0	14	0	0	344	39	11.3372093
AD29	53	195	0	0	3	0	251	56	22.31075697
AD34	42	224	0	7	2	1	276	52	18.84057971
AD39	41	173	12	5	7	0	238	65	27.31092437
AD45	40	170	2	3	6	0	221	51	23.07692308
AD46	45	171	7	6	5	0	234	63	26.92307692
AD49	50	184	7	6	1	0	248	64	25.80645161
TU169	45	304	0	24	16	0	389	85	21.85089974
TU179	47	304	0	0	12	0	363	59	16.25344353
TU173	24	304	17	4	12	0	361	57	15.78947368
TU176	30	307	0	16	9	0	362	55	15.19337017
TU181	37	300	0	52	1	0	390	90	23.07692308
TU161	62	303	1	4	3	0	373	70	18.76675603
TU187	9	307	10	25	3	0	354	47	13.27683616
TU185	44	300	5	0	5	0	354	54	15.25423729
TU183	29	309	14	29	0	0	381	72	18.8976378
TU192	52	305	35	0	0	27	419	114	27.20763723
TU163	36	306	10	23	0	0	375	69	18.4
TU166	24	303	4	27	0	0	358	55	15.36312849
TU189	64	302	0	8	24	0	398	96	24.12060302
TU207	6	363	0	52	0	0	421	58	13.77672209
TU210	37	309	0	11	4	0	361	52	14.40443213

Tab. 5 Tabella dei valori di Volume Inter-Granulare (IGV) calcolato in alcuni campioni: IGV = somma di tutti i cementi e pori; IGV% è la percentuale di IGV rispetto al totale dei punti contati.

6.2.1 Compattazione meccanica

La compattazione meccanica è dovuta alla pressione litostatica esercitata dalla colonna di rocce sovrastanti e provoca generalmente la maggiore perdita di porosità in quanto i vari granuli tendono a riorganizzarsi in modo da ridurre al minimo lo spazio intergranulare (Fig.6.2.1). Un'elevata compattazione meccanica causa deformazioni plastica dei componenti duttili (soprattutto frammenti di roccia), con la formazione di pseudomatrice, e rottura dei granuli fragili.

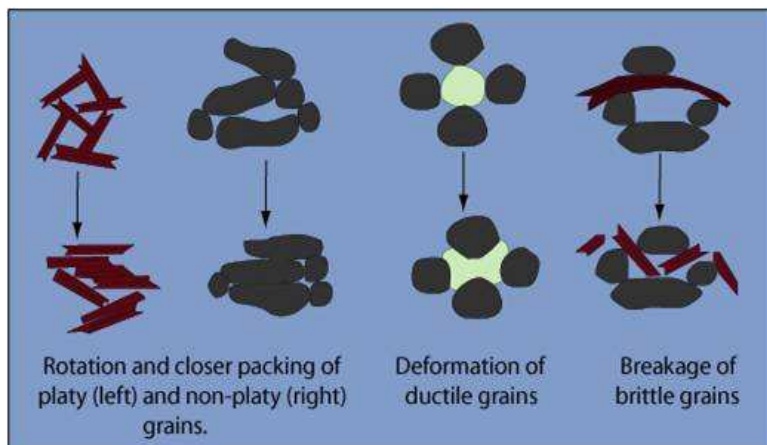


Fig. 6.2.1 Figura che mostra come la compattazione meccanica agisce sui vari tipi di granuli riorganizzandoli in modo da ridurre la porosità

Un metodo utilizzato per analizzare e quantificare il grado di compattazione meccanica è il metodo di Rittenhouse (1971) che consiste nel calcolare la percentuale di granuli duttili deformati rispetto al totale dei granuli dello scheletro e ricavare così la perdita di porosità in base al tipo di *packing* e alla morfologia dei cristalli.

6.2.2 Compattazione chimica

Essa è legata al processo di pressione-dissoluzione, che si manifesta al punto di contatto tra i granuli quando la pressione è elevata. Il risultato di questo processo è la formazione di contatti concavo-convessi, lunghi e suturati tra i granuli; la presenza di minerali argillosi favorisce la dissoluzione al bordo dei granuli, suturando i contatti e formando le stiloliti. Nelle sezioni esaminate questo processo si manifesta soprattutto al contatto tra granuli carbonatici e granuli silicoclastici (Fig. 6.2.2).

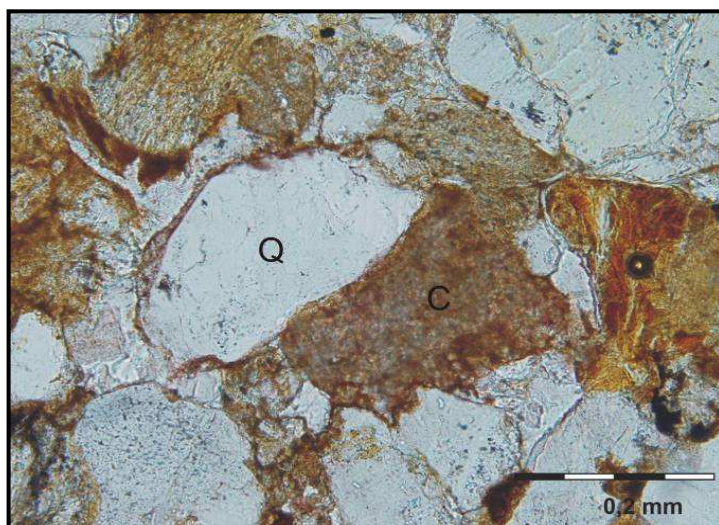


Fig. 6.2.2 Esempio di compattazione chimica con contatti di pressione-soluzione tra un granulo di quarzo (Q) e uno carbonatico (C).

Per quantificare il processo di compattazione chimica si stima l'accorciamento verticale dei granuli in base al tipo e alla quantità di contatti tra i granuli (non si considerano i contatti tra granuli e cemento) e, attraverso lo schema di Mitra & Beard (1980), si calcola la perdita di porosità per compattazione chimica.

6.3 Cementazione

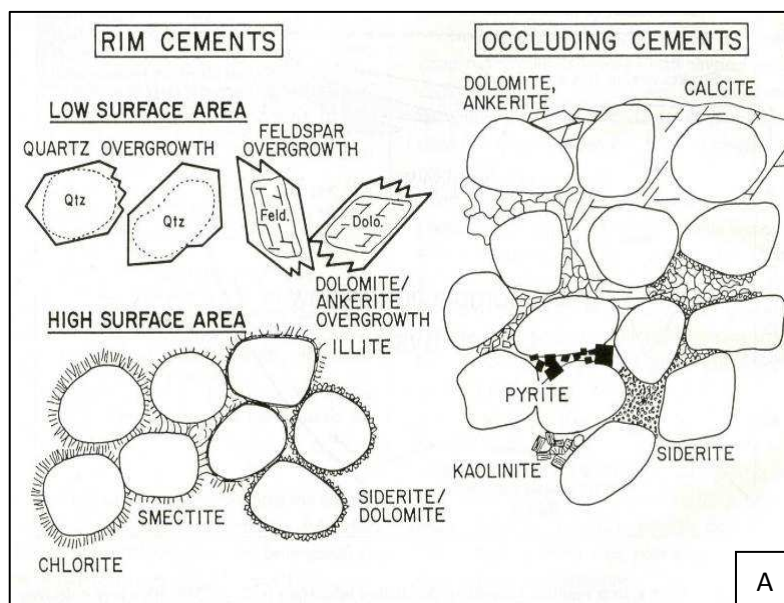
Per cemento si intende qualsiasi precipitato chimico che riempie totalmente o parzialmente un poro. I vari tipi di cemento possono essere classificati in base a diversi criteri: morfologia dei cristalli, genesi, fasi mineralogiche presenti, relazioni tra le varie dimensioni dei cristalli (Fig.6.3.1 A e B). Quando ci sono diverse fasi di cementazione è importante stabilire l'ordine dei vari cementi ed anche la relazione temporale con gli altri processi diagenetici; per fare ciò, quando non è presente sostituzione, si utilizzano dei criteri tessiturali:

- il cemento anteriore (più antico) è quello più vicino ai componenti dello scheletro;

- in caso di due distinti cementi sintassali, quello più idiomorfo è quello più precoce in quanto ha avuto più spazio per accrescere tutta la faccia cristallina mentre quello posteriore si è adattato alla morfologia del cemento anteriore;

- se il cemento è anteriore alla compattazione (quindi molto precoce) esso impedisce la deformazione dei granuli duttili che restano quindi intatti e non c'è contatto tra i granuli dello scheletro mentre se è posteriore ci sono contatti di pressione-soluzione;

- se un cemento sintassiale è anteriore alla compattazione può risultare fratturato o può deformare i granuli duttili a seconda della sua forma.



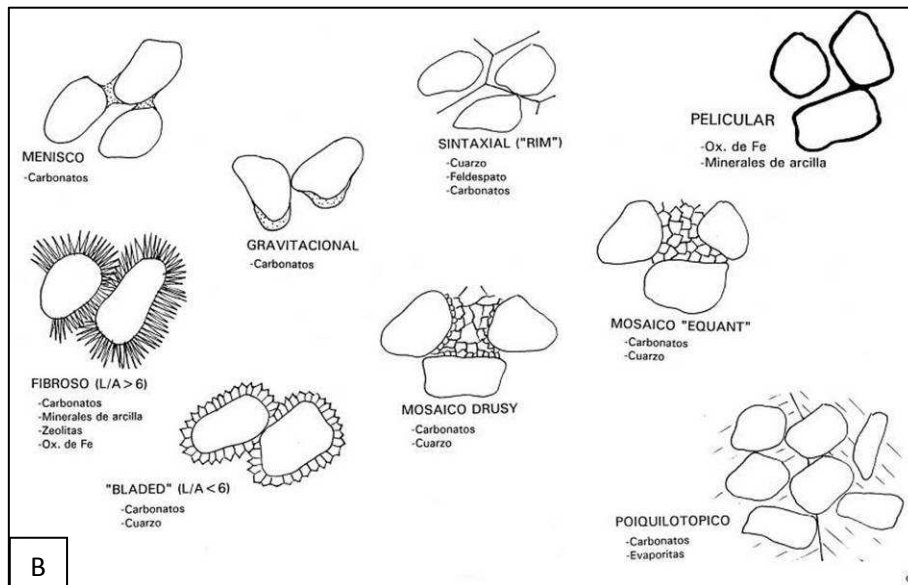


Fig. 6.3.1 In A e B sono illustrati i vari tipi di cementi: A) sono distinti in base al loro carattere occlusivo o di contorno; B) morfologie e tessiture dei cementi

Nei campioni analizzati in questo studio si possono distinguere quattro fasi mineralogiche differenti, che precipitano in differenti momenti di seppellimento.

- Quarzo

Si ritrova sia come accrescimento sintassiale che come mosaico e si genera nei campioni con quantità maggiori di granuli rigidi e solo sui granuli di quarzo monocristallino; non sempre si riesce a distinguere il bordo del granulo detritico dal cemento sintassiale (Fig.6.3.2). Quello a mosaico, invece, si ritrova soprattutto nelle rocce vulcanoclastiche della parte alta di Gallipoli (Tayfur), ed è dovuto all'abbondanza di silice.

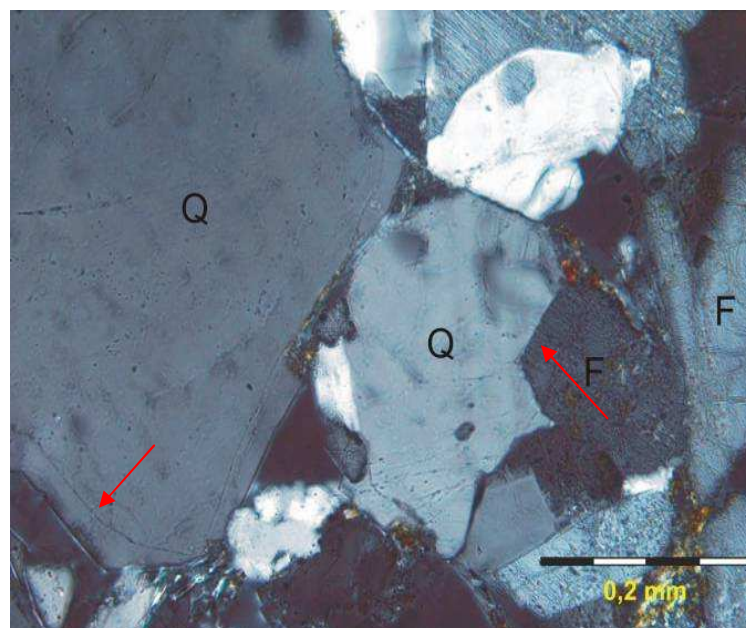


Fig. 6.3.2 –TU 74- Rapporti tra i cementi sintassiali di quarzo (Q) e K-feldspato (K). Come si vede il cemento di feldspato è anteriore a quello di quarzo, per il suo maggiore idiomorfismo

- Feldspato

Esso si definisce epitassiale perché non cresce in perfetta continuità ottica per cui l'estinzione è leggermente ritardata rispetto al granulo; si forma soprattutto attorno ai granuli di feldspato potassico e si riconosce per un aspetto più limpido e non è luminescente.

Nelle sezioni in cui si ritrova associato a quello di quarzo, esso è più precoce, in quanto più idiomorfo, quindi significa che ha avuto più spazio per accrescersi. Soprattutto nel campione TU74 (Sud-Ganos) il cemento di feldspato è abbondante e si vede bene come esso sia anteriore a quello di quarzo (Fig.6.3.3 A, B e C). Generalmente è più frequente rispetto a quello di quarzo nelle sezioni esaminate.

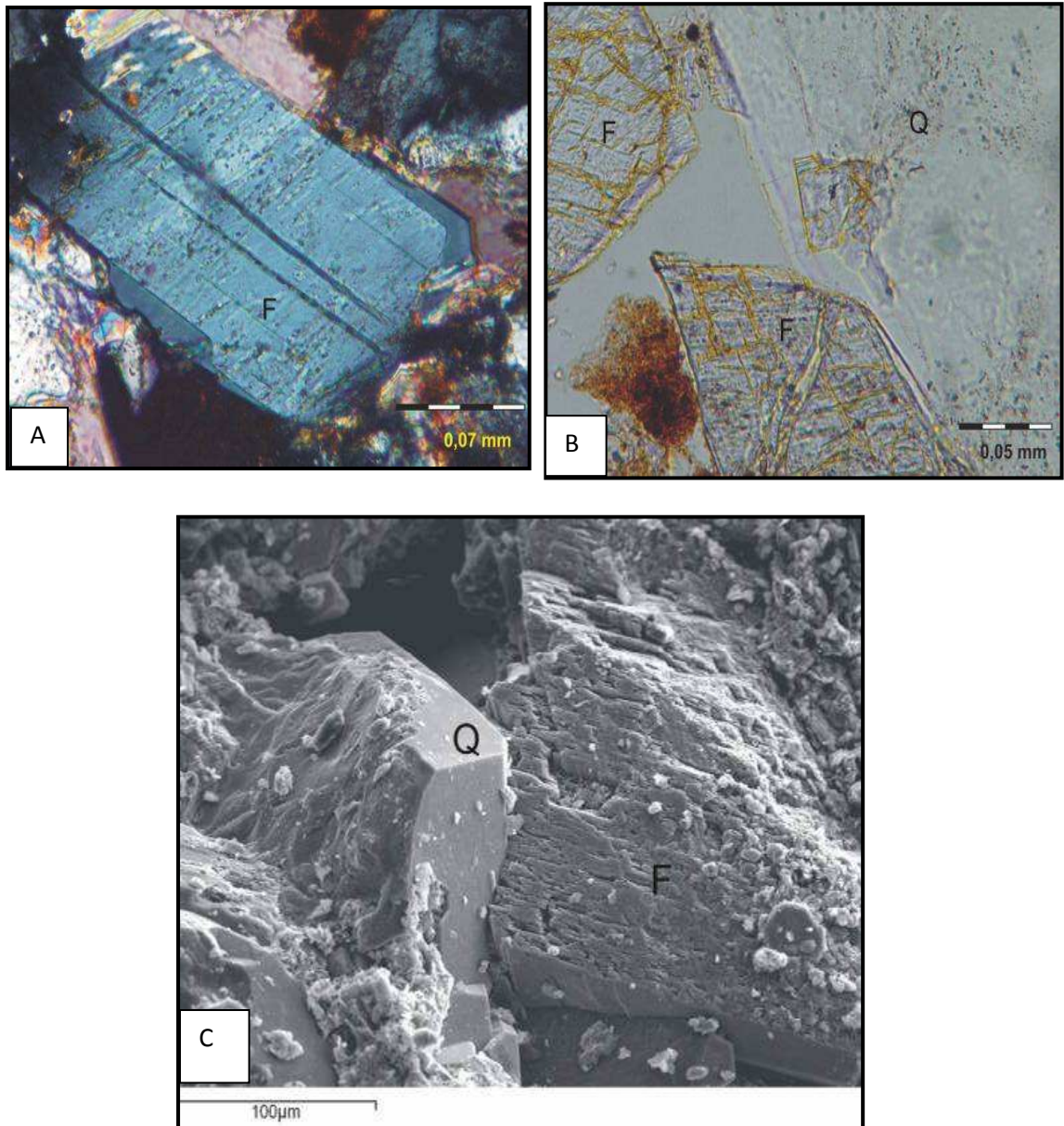


Fig. 6.3.3 -TU 74- Cemento epitassiale di K-feldspato (A) in cui è evidente il limite tra il bordo del granulo e il cemento (più limpido). In B e C rapporti tra cementi di K-feldspato (anteriore) e quarzo.

- Carbonato

Le analisi effettuate con la microsonda (Fig. 6.3.4) e la colorazione delle sezioni indicano che in generale il cemento carbonatico è rappresentato dalla fase calcite, anche se in alcune sezioni sono presenti anche siderite e dolomite.

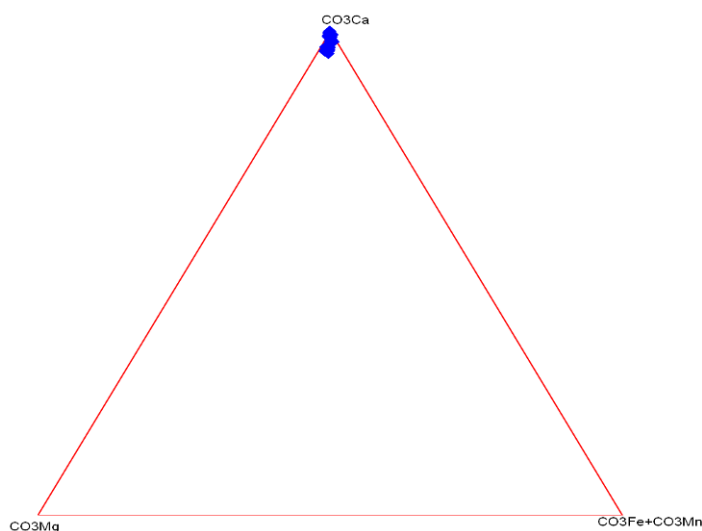


Fig. 6.3.4 Diagramma composizionale delle vene e dei cementi carbonatici analizzati in alcuni campioni. Come si vede tutti i campioni sono composti da carbonato di calcio (CaCO_3)

Il cemento carbonatico è presente con percentuali minime del 7-8% nella sezione di Gallipoli, mentre a Nord e Sud di Ganos la quantità di cemento carbonatico è maggiore del 25%. Esso ha una tessitura spesso poikilotopica, soprattutto quando la cementazione è pervasiva, oppure a tessitura microcristallina, soprattutto quando è a tasche.

In TU83 il cemento è di natura dolomitica, con tessitura saccharoide e con dei grandi cristalli accresciuti in una cavità di dissoluzione (cementazione tardiva) e in TU86 ci sono dei granuli micritici dolomitizzati (Fig. 6.3.5); in AD28 è presente un accrescimento sintassiale carbonatico molto precoce, attorno ai granuli monocristallini di carbonato (es. echinodermi), precedente a quello poikilotopico (il fatto che sia molto precoce è testimoniato dalla presenza di nicchie non deformate, che quindi non hanno subito compattazione perché il cemento ha inizialmente chiuso tutta la porosità). Nel campione TU215 (non analizzato) è presente un cemento sideritico, molto idiomorfo con forme rombiche, precedente rispetto a quello sintassiale di feldspato e quello carbonatico più tardivo.

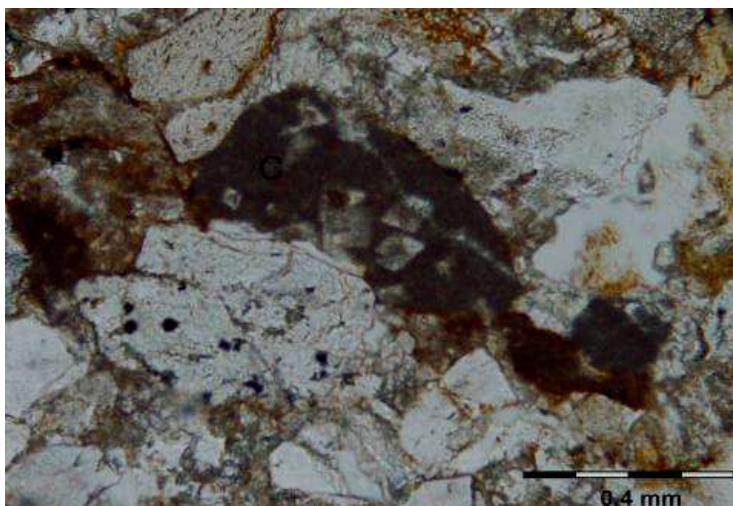


Fig. 6.3.5 –TU 86- Granulo micritico dolomitizzato

La sostituzione dei granuli spesso è completa al punto da non permetterne il suo riconoscimento. Frequentemente il cemento carbonatico, data la sua precocità, inibisce la compattazione, impedendo anche la formazione del cemento di quarzo e feldspato.

- Minerali argillosi

Essi possono cementare come *porelining* o come *porefilling*. Nel primo caso si parla di *clay rims* (se sono perpendicolari alla superficie del granulo Fig.6.3.6) o *clay coat* (si accrescono tangenzialmente Fig. 6.3.7) e rappresentano la prima fase di cementazione; possono ritrovarsi sia continui per tutta la superficie del granulo o discontinui.



Fig. 6.3.6 *Clay rim* di clorite attorno ad un granulo di quarzo (si vede l'accrescimento perpendicolare dei cristalli di clorite rispetto al bordo del granulo)

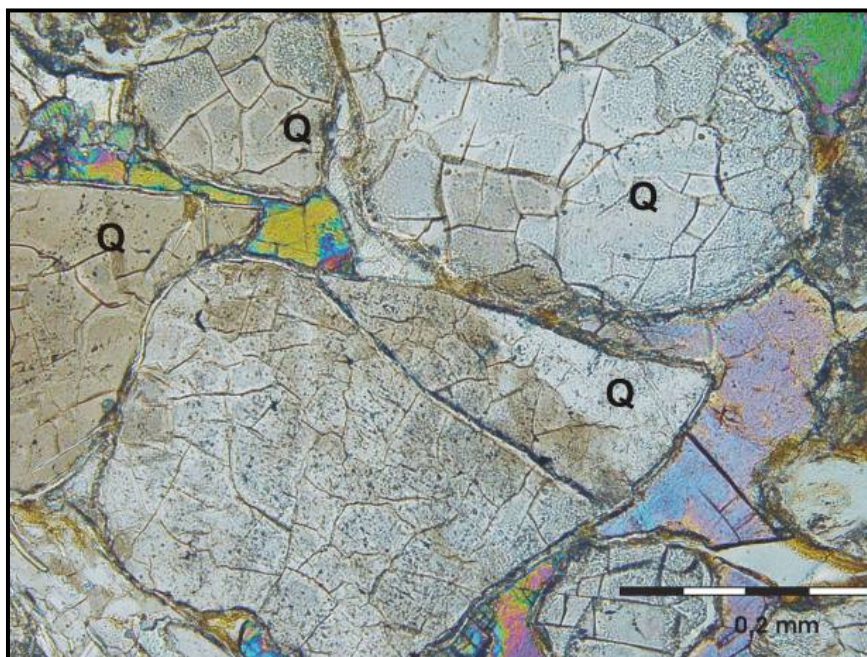


Fig. 6.3.7 *Clay coat* di smectite/clorite attorno a granuli di quarzo (si vede l'accrescimento tangenziale dei cristalli intorno alla superficie del granulo)

Mineralogicamente nelle arenarie studiate il *porelining* è costituito da clorite o interstrati di smectite-clorite di dimensioni inferiori a 6 μm . Il *porefilling*, invece, è costituito da caolinite o clorite; quando sono presenti entrambi il cemento di caolinite è anteriore a quello di clorite e in alcune sezioni quello di clorite può essere considerato come un *porelining* occlusivo di dimensioni maggiori a 15-20 μm (Fig. 6.3.8). Il campione TU220 (al passaggio con l'ambiente continentale) presenta sia *clay rim* che *clay coat*, indicativi di cementazione precoce per maggiore afflusso di acque; esso è quasi esclusivamente costituito da clorite (o forse smectite) tutti i granuli sono avvolti in maniera continua ed omogenea.

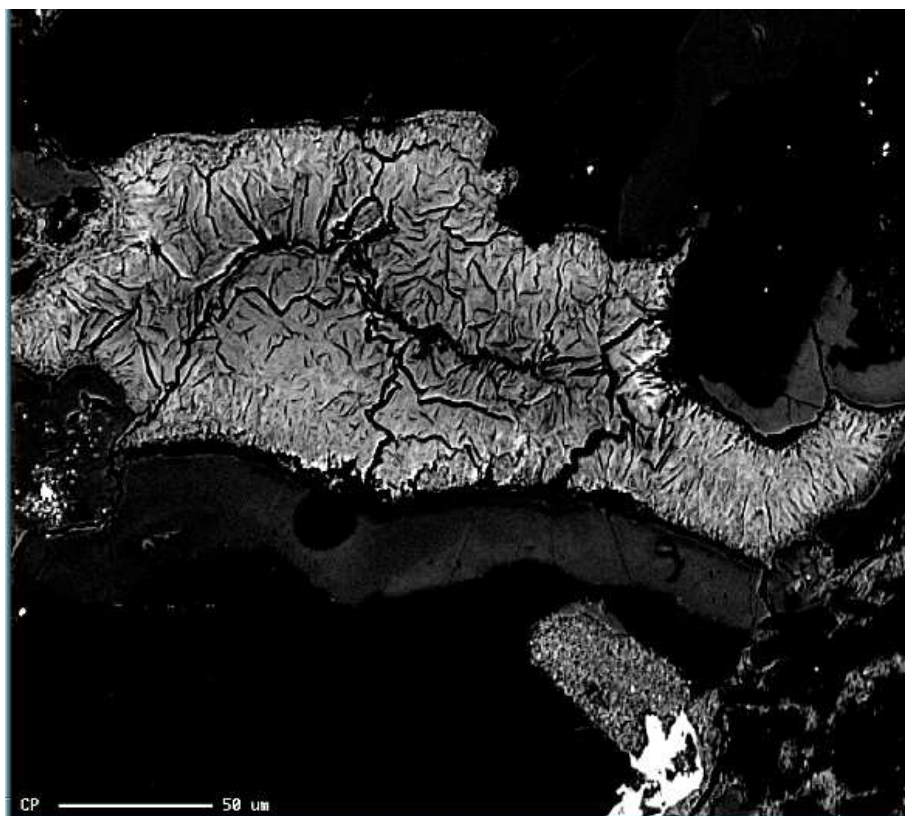


Fig. 6.3.8 Backscattered image di un cemento di clorite dove si vedono due generazioni di *clay rim* di clorite di dimensioni maggiori di 15-20 μm che occludono completamente il poro

Nella parte alta della serie di Nord-Ganos il *porefilling*, soprattutto di caolinite, è precoce, quindi dovuto ad acque meteoriche; ciò si capisce sia dal fatto che in alcuni pori non c'è carbonato (se la cementazione carbonatica fosse anteriore riempirebbe tutti i pori in modo da chiudere la porosità) e poi esso appare deformato (quindi è anteriore alla compattazione). Questo *porefilling*, sebbene precoce, è comunque posteriore sia al cemento sintassiale di feldspato che al *porelining* di clorite, ove presente.

Il *porefilling* di caolinite può essere precoce o tardivo (telodiagenetico).

La distinzione non è sempre facile. In genere quando i vermicoli sono più piccoli e la distribuzione del *porefilling* ha una maggiore dispersione esso è interpretato come precoce; se invece i vermicoli sono più grandi e la dispersione è più puntuale allora è considerato come tardivo. Il riconoscimento di una caolinite precoce può essere fatto anche per la presenza di illite che sostituisce la caolinite. Poiché questa sostituzione

avviene a maggiori profondità significa che la caolinite si è formata in un ambiente eodiagenetico e poi si è trasformata in illite, con l'incremento della temperatura; ma nelle sezioni esaminate l'illite non si ritrova mai. Spesso il *porefilling* di caolinite (soprattutto quando è precoce) viene sostituito da calcite.

6.4 Matrice diagenetica

Si intende tutto quel materiale più fine di 30 μm , che non è di natura deposizionale, ma si forma come processo diagenetico per trasformazione chimica o meccanica di minerali instabili originali (Fig. 6.4.1).

- Epimatrice

È una matrice diagenetica che si forma dove ci sono minerali chimicamente instabili. Essa è rappresentata dall'alterazione o dalla sostituzione, parziale o completa, dei granuli di feldspato o frammenti di roccia in minerali argillosi; in particolare caolinite su K-feldspato o rocce vulcaniche più alcaline (che possono trasformarsi in illite) e cloritizzazione di paste di fondo basiche.

Spesso si riconosce la morfologia del granulo, mentre a volte è difficile capire se si tratta di epimatrice di sostituzione o di *porefilling* (a volte questa distinzione si fa in base alle dimensioni, se sono più o meno uguali a quelle di tutti gli altri granuli).

In molti granuli di feldspato i minerali argillosi che sostituiscono sono orientati secondo le tracce di sfaldatura quindi è facile distinguere che si tratti di epimatrice.

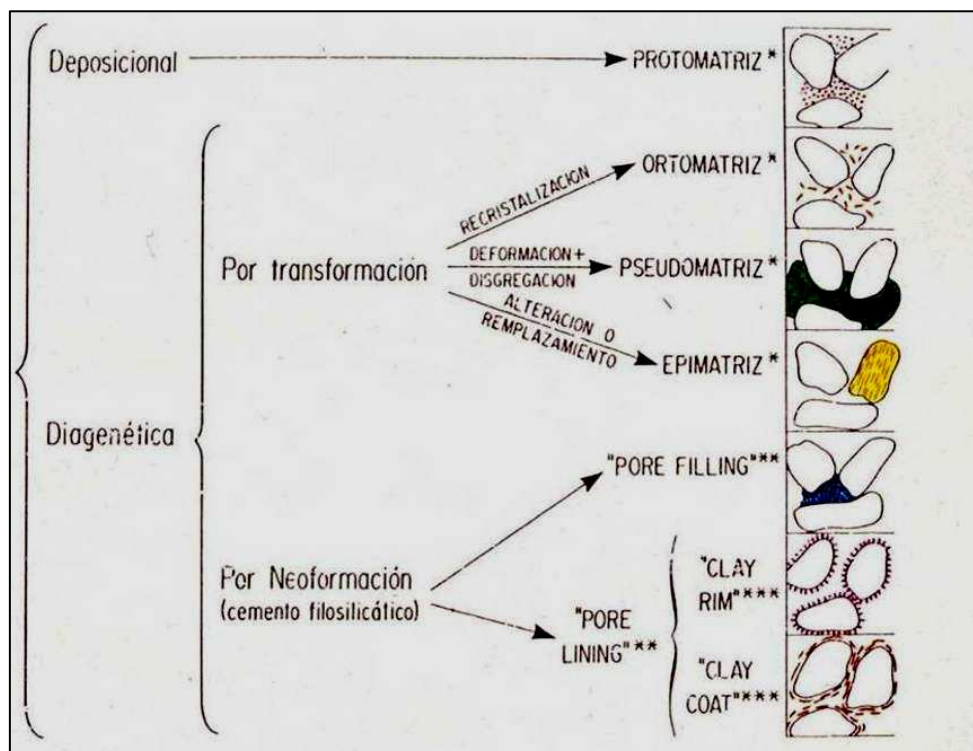


Fig. 6.4.1 Rappresentazione schematica dei vari tipi di matrice (deposizionale e diagenetica) che si ritrova nelle rocce silicoclastiche. Da Arribas & Caja Rodriguez, 2008 (modificata da Dott, 1964)

- Pseudomatrice

Si forma per deformazione dei granuli duttili dovuta a compattazione meccanica.

Si tratta spesso di *shale* o litici metamorfici di basso grado, che presentano una morfologia irregolare, spesso con orientamento dei componenti che seguono i bordi dei granuli rigidi confinanti. E' presente soprattutto nei campioni che hanno subito compattazione precoce, con formazione di materiale più fine delle sabbie per disaggregazione di questi frammenti di roccia.

6.5 Albitizzazione

Questo processo consiste nella sostituzione dei granuli di feldspato in albite di neoformazione, fenomeno che e' presente soprattutto nella parte alta di Gallipoli (Tayfur) dove si ha vulcanesimo penecontemporaneo. L'albitizzazione e' confermata anche dall'assenza di luminescenza dei granuli feldspatici; in alcuni granuli l'albitizzazione e' completa, altri invece presentano bande o zone puntuali albitizzate (Fig. 6.5.1).

Spesso però e' difficile distinguere se si tratta di un processo diagenetico oppure se l'albitizzazione è avvenuta nell'area fonte. E' un processo diagenetico molto tardivo, che si produce con temperature a partire da 65°C per i plagioclasti e temperature maggiori per i feldspati potassici; può essere associato o a metamorfismo idrotermale di basso grado o a vulcanesimo (come nel caso delle sezioni nella parte alta di Gallipoli).

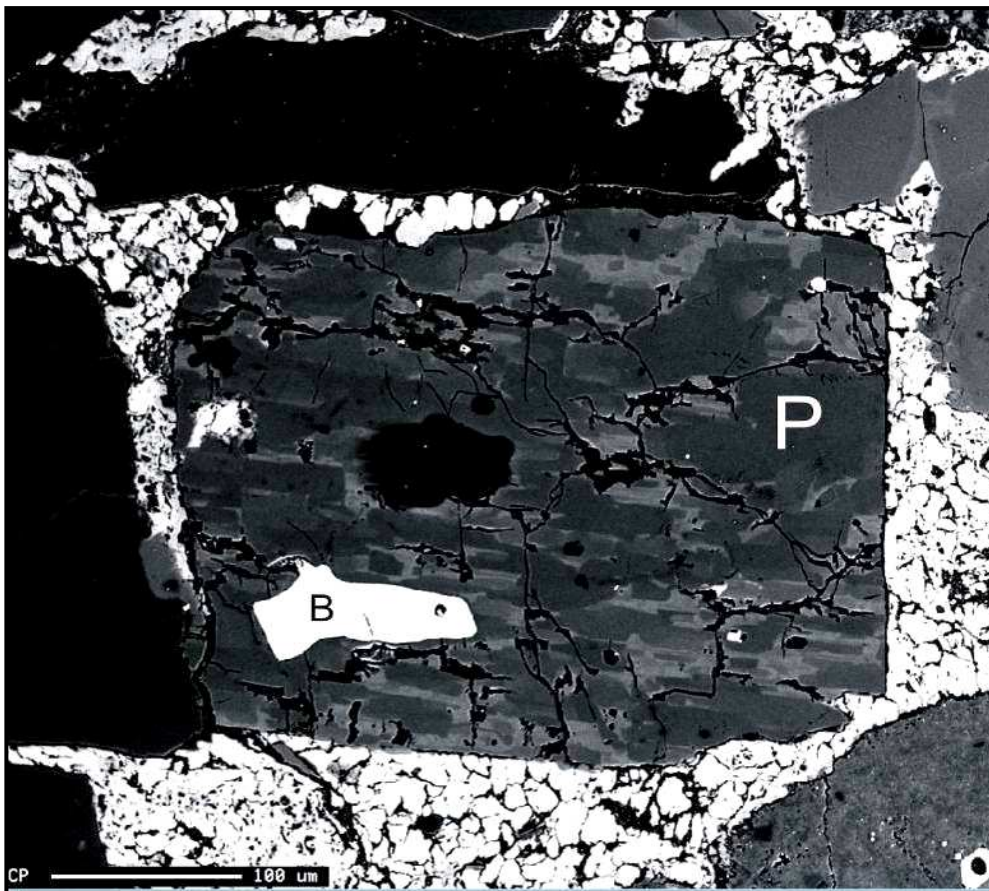


Fig. 6.5.1 Parziale albitizzazione (aree in grigio chiaro) di un plagioclasio (P) con all'interno una biotite neovolcanica (B) (*backscattered image*)

6.6 Evoluzione della porosità

Per avere una visione generale sull'evoluzione e perdita di porosità nelle arenaria si utilizza un metodo proposto prima da Houseknecht (1987) e poi modificato da Lundergard (1992), che permette di stimare la perdita di porosità per compattazione (*Compactional Porosity Loss = COPL*) e quella per cementazione (*Cementational Porosity Loss = CEPL*). Per calcolare questi due parametri si considerano:

P_i = porosità iniziale, il cui valore si assume in base alla tabella di Beard & Weyl (1973), che permette di stimare il valore iniziale di porosità originaria del sedimento in base al grado di selezione (Fig. 6.6.1);

P_0 = porosità primaria che è preservata nel sedimento e si determina al microscopio colorando la sezione con una resina azzurra che serve per differenziare i pori dai granuli o dalla matrice;

C = percentuale di cemento, anch'essa determinata al microscopio differenziando i vari tipi di cemento presenti;

V_i = Volume Intergranulare, che si ottiene sommando il cemento più la porosità primaria ($V_i = C + P_0$)

SIZE → ↓ SORTING	COARSE		MEDIUM		FINE		VERY FINE	
	UPPER	LOWER	UPPER	LOWER	UPPER	LOWER	UPPER	LOWER
EXTREMELY WELL SORTED	43.1	42.8	41.7	41.3	41.3	43.5	42.3	43.0
VERY WELL SORTED	40.8	41.5	40.2	40.2	39.8	40.8	41.2	41.8
WELL SORTED	38.0	38.4	38.1	38.8	39.1	39.7	40.2	39.8
MODERATELY SORTED	32.4	33.3	34.2	34.9	33.9	34.3	35.6	33.1
POORLY SORTED	27.1	29.8	31.5	31.3	30.4	31.0	30.5	34.2
VERY POORLY SORTED	28.6	25.2	25.8	23.4	28.5	29.0	30.1	32.6

Fig. 6.6.1 Tabella che permette di stimare il valore iniziale di porosità originaria del sedimento (colonna a destra indicata dalla freccia) in base al grado di selezione (in ordinata) e della granulometria (in ascissa). Da Beard & Weyl (1973)

Una volta ottenuti i valori di questi parametri si ottengono:

$$COPL = P_i - [(100 - P_i) * V_i / (100 - V_i)]$$

$$CEPL = (P_i - COPL) * (C / V_i)$$

Se la porosità primaria (P_0) è uguale a 0 (come nel caso di tutti i campioni esaminati) allora $V_i = C$, quindi le due formule per calcolare i valori di COPL e CEPL si riducono a:

$$\text{COPL} = P_i - [(100 - P_i) * C / (100 - C)]$$

$$\text{CEPL} = P_i - \text{COPL}$$

Utilizzando il metodo di Lundergard (1992) si ottengono valori in genere più alti per la stima della perdita di porosità per compattazione (COPL), in quanto esso, a differenza di Rittenhouse, considera anche la compattazione chimica (Fig. 6.6.2).

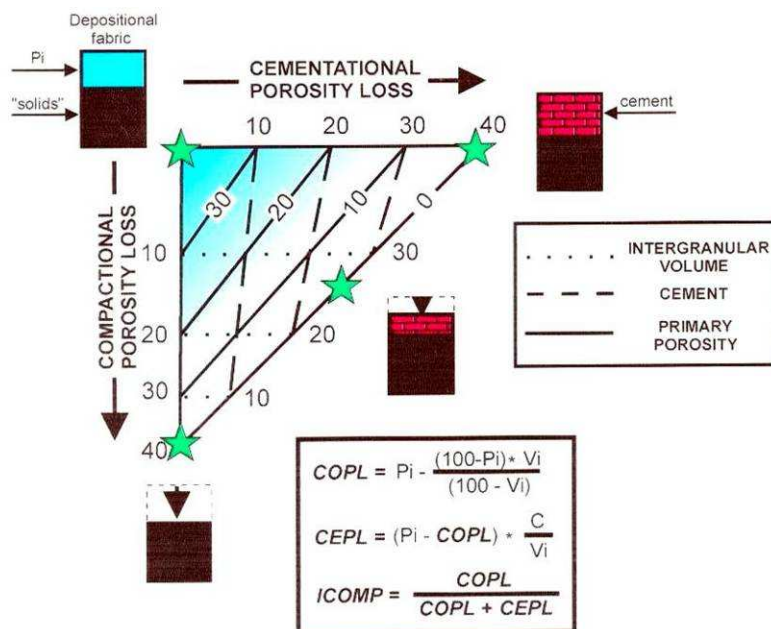


Fig. 6.6.2 Diagramma di Lundergard (1992) che esprime la perdita di porosità per compattazione (COPL) o per cementazione (CEPL) a partire dai valori di porosità primaria (P_i), cemento e volume intergranulare (IGV) calcolati. I quattro diagrammi a blocchi rappresentano le quantità di cemento, porosità o scheletro solido nelle quattro posizioni del diagramma espresse dalle stelle

L'indice di compattazione (ICOMP) è utile per la comparazione delle diverse serie di rocce ed è definito dalla seguente relazione: $\text{ICOMP} = \text{COPL} / (\text{COPL} + \text{CEPL})$. Se questo indice è uguale a 1 significa che la perdita di porosità avviene interamente per compattazione, quando invece è 0 essa è dovuta esclusivamente alla cementazione.

Tutti i campioni esaminati ricadono sull'ultima linea (diagramma di Lundergard sopra, figura 6.6.2), avendo porosità primaria (cioè quella originaria che resta ancora nel sedimento dopo la diagenesi) pari a 0, quindi si distribuiscono lungo la linea in base alla prevalenza di cementazione o compattazione.

Tenendo presente che il valore di porosità iniziale è un dato teorico, che varia molto secondo la selezione (Beard & Weyl, 1973), per i campioni analizzati è stata stimata una porosità originaria del 40% e sono stati quindi rappresentati i vari valori di COPL e CEPL nel diagramma di Lundergard (Fig. 6.6.3 A e B).

Come si vede dalla figura (soprattutto in B) i campioni di Gallipoli sono quelli che hanno subito una maggiore compattazione, soprattutto per la grande quantità dei componenti duttili dello scheletro (L_v , L_m). I campioni di Nord-Ganos, invece, plottano più alti nel diagramma, cioè hanno subito una diagenesi controllata maggiormente dalla cementazione; ciò è stato possibile anche grazie al fatto che solo in queste sezioni è stata preservata una ridotta percentuale di porosità primaria.

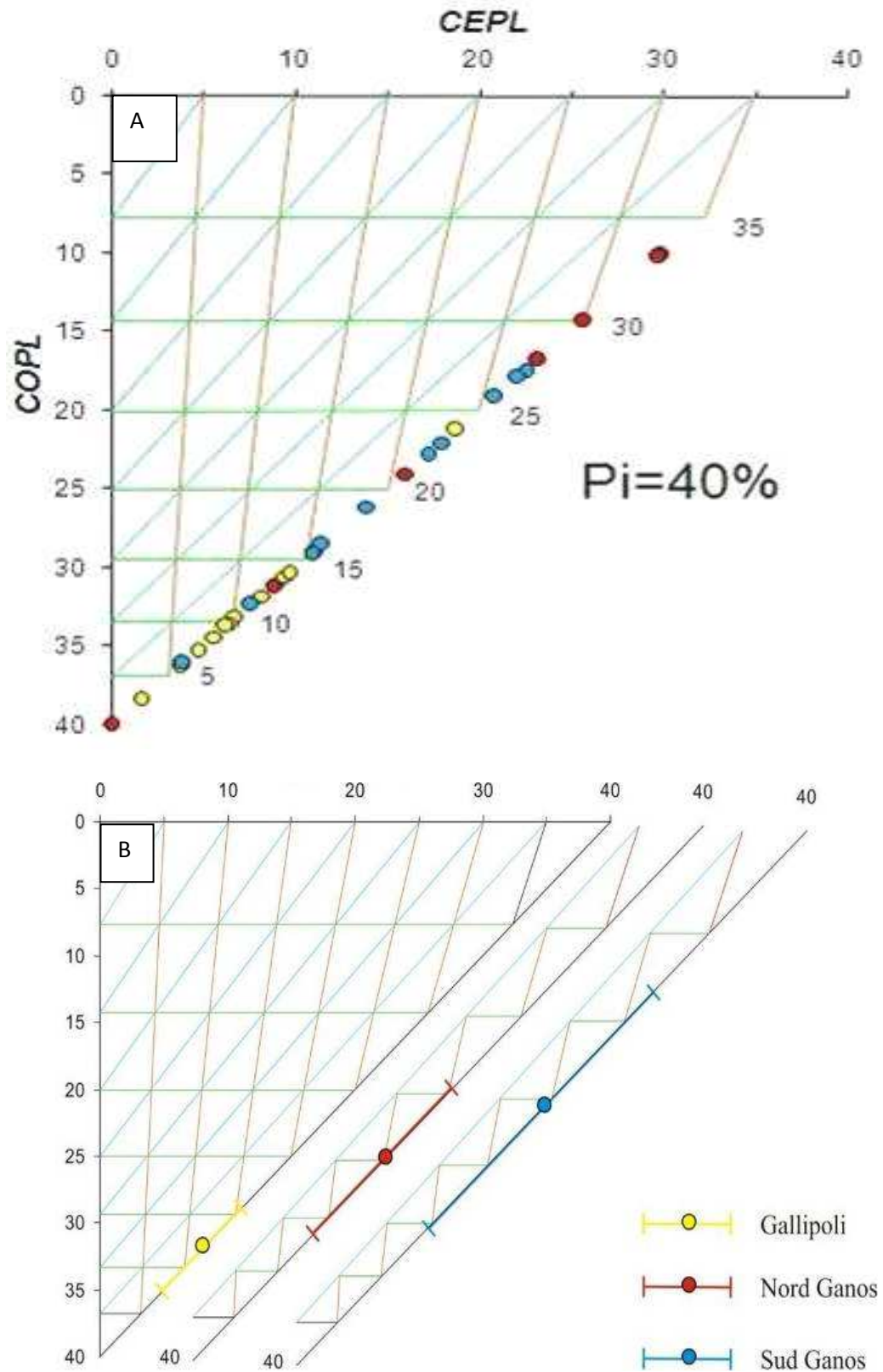


Fig. 6.6.3 Diagramma di Lundergard per i campioni esaminati nel bacino di Tracia, per i quali è stata stimata una porosità primaria del 40% : A) rappresentazione di tutti i campioni; B) stesso diagramma espresso in termini di media e deviazione standard dei tre gruppi di campioni.

6.7 Conclusioni

Questo studio preliminare dei processi diagenetici che hanno interessato le arenarie del Bacino di Tracia (solo per le successioni di Gallipoli, Sud-Ganos e Nord-Ganos) ha messo in evidenza il grande controllo della composizione sulla diagenesi.

Quasi tutti i campioni analizzati sono accomunati dalla precocità dei processi diagenetici, che sono stati molto intensi e di conseguenza hanno ridotto la porosità originale a livelli estremamente bassi. La presenza di molti granuli duttili (litici metamorfici e vulcanici, granuli carbonatici) ha creato le condizioni di diagenesi controllata dai processi di compattazione, limitando quindi il flusso acquoso durante le successive fasi diagenetiche, inibendo parzialmente i processi di cementazione.

L'alto grado di compattazione meccanica è manifestato dalla deformazione e disaggregazione di molti granuli duttili e conseguente formazione di pseudo-matrice; essa risulta più intensa nei campioni di Gallipoli, per la presenza di maggiori quantità di frammenti di roccia (sia metamorfici che vulcanici). Anche la compattazione chimica è più presente nella sezione di Gallipoli, per il gran contenuto di granuli carbonatici che hanno favorito la formazione di contatti di pressione-soluzione.

La cementazione si ritrova sotto forma di cinque fasi mineralogiche di cemento:

- Accrescimenti sintassiali di quarzo e K-feldspato, molto precoci, che precipitano soprattutto nei campioni dove prevalgono i granuli rigidi; il k-feldspato precipita prima del cemento sintassiale di quarzo.

- Cementazione carbonatica (quasi esclusivamente calcitica) pervasiva, che è abbondante soprattutto nella parte alta di Gallipoli (areniti ibride) e spesso si ritrova anche come sostituzione di granuli silicoclastici.

- Minerali argillosi, che precipitano sia come *porefilling* che come *porelining* e sono principalmente costituiti da clorite, interstrati di smectite/clorite e caolinite; quest'ultima è presente sia come fase precoce di cementazione nella parte alta della successione di Nord-Ganos (depositi deltizi-continentali), che come fase molto tardiva di diagenesi nella parte basale di Gallipoli. Caolinite e clorite spesso sostituiscono K-feldspati e frammenti litici vulcanici, in particolare in particolare caolinite su rocce più alcaline (che possono trasformarsi in illite) e clorite su paste di fondo basiche.

7 – DISCUSSIONE DEI RISULTATI

7.1 Petrofacies, aree fonte e *pattern* di dispersione del sedimento

Lo studio integrato della composizione principale e dei minerali pesanti delle areniti del margine meridionale del Bacino di Tracia ha permesso la distinzione e la caratterizzazione di sei diverse petrofacies che, insieme alle misure di paleocorrente, sono state utili per ricostruire un quadro di provenienza e dispersione dei sedimenti. Considerando però che le paleocorrenti misurate si riferiscono alle intere petrofacies e non ai singoli strati campionati e analizzati, appare chiaro che, qualora ci siano provenienze multiple all'interno delle singole petrofacies, le misure di paleocorrente possono non essere indicative dei diversi *dispersal pattern*.

La figura 7.1.2 (di seguito) illustra il modello di provenienza e *dispersal pattern* dei sedimenti della porzione meridionale del Bacino di Tracia. La zona a sud della faglia di Ganos (NAF) è stata spostata verso ENE di circa 60 km (*offset* della NAF), in modo da ottenere una ricostruzione palinspastica del bacino, nel momento in cui esso veniva riempito dai sedimenti eo-oligocenici. Per ricostruire questo movimento, si assume che il moto di trascorrenza sia avvenuto lungo la traccia della faglia, anche se i terremoti sono localizzati lungo tutta una fascia.

I sedimenti più antichi (Eocene inferiore) nella zona di Gallipoli sono costituiti da torbiditi profonde con strutture di paleocorrente che indicano paleoflussi diretti verso NNE. I campioni studiati appartengono alla petrofacies P1 (Fig. 5.1.1) che è fortemente connotata da frammenti di *mudstone* extrabacinali (CE) contenenti fossili pelagici attribuibili al Cretaceo medio inferiore (Fig. 7.1.1) e da picotite (Fig. 5.1.3 e Tabella 4) e ofioliti.

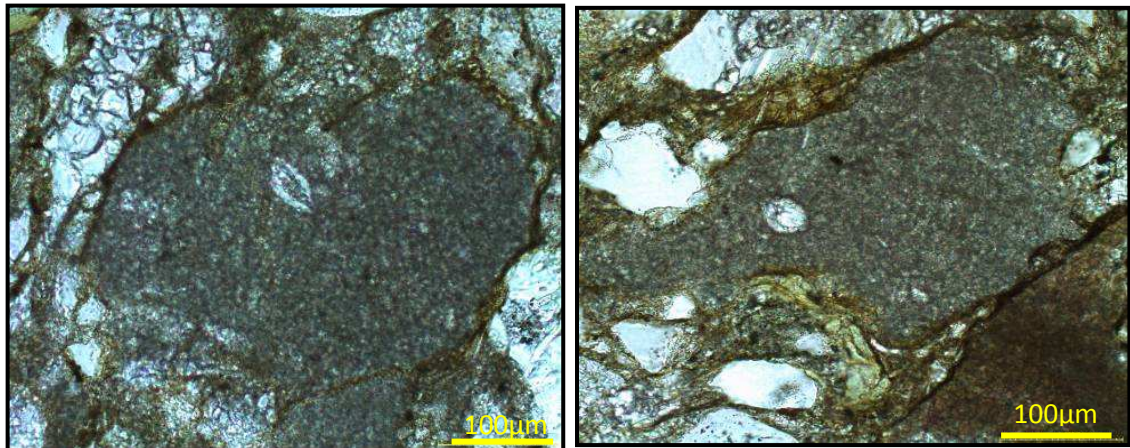
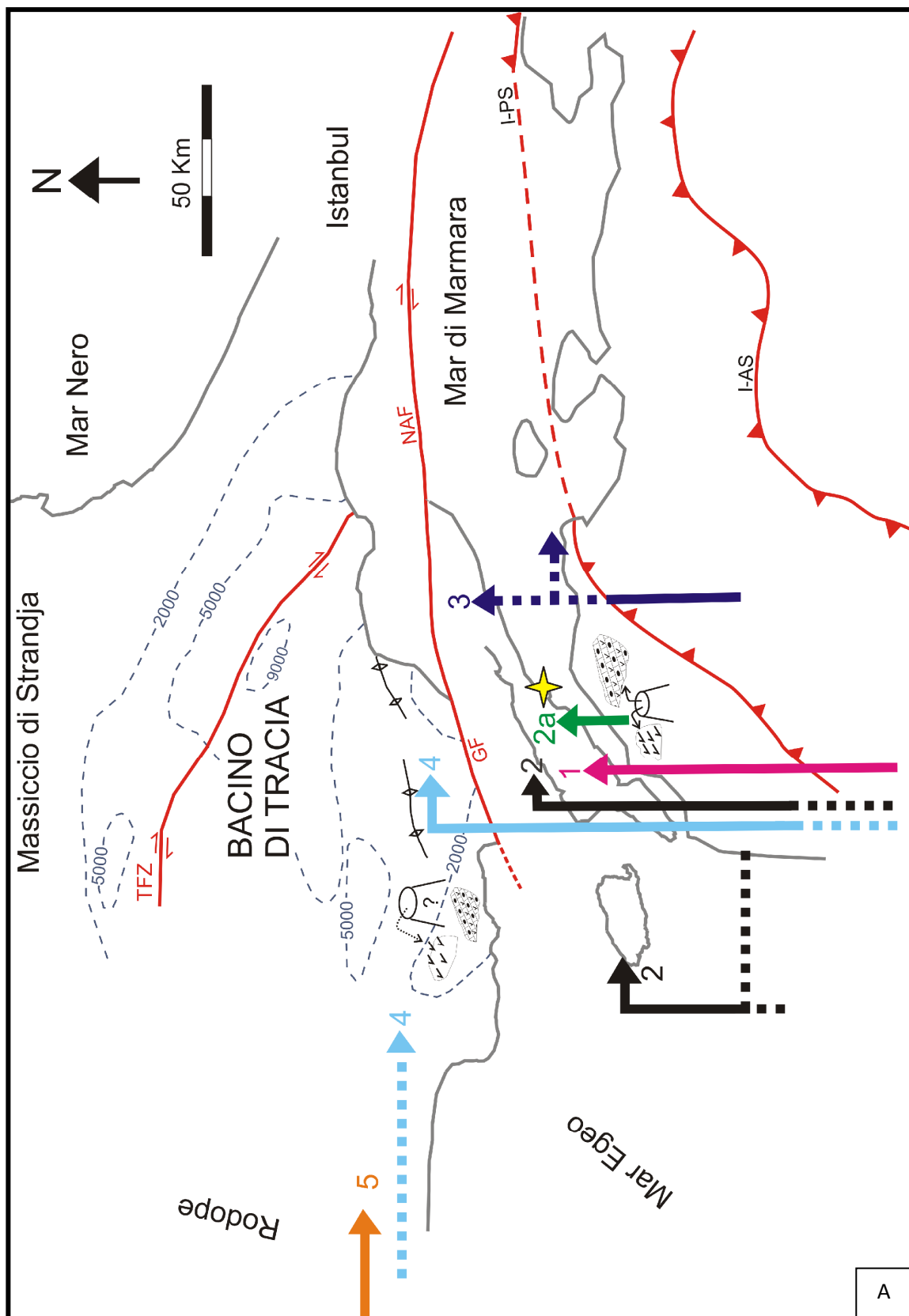


Fig. 7.1.1 Granuli carbonatici extrabacinali (CE), con tintinnide, da campione AD6 di P1. Solo polarizzatore.

L'associazione composizionale è quindi fortemente indicativa di rocce madri ofiolitiche con relative coperture oceaniche. Tenendo conto della chiusura dell'oceano del Vardar (Cretacico superiore-Eocene inferiore), e dell'esumazione del prisma di accrezione posto nella penisola di Biga (Giurassico, secondo Görür & Okay, 1996; Okay & Tüysüz, 1999; Okay 2008) si può concludere che durante la deposizione di questa petrofacies il cuneo di accrezione orogenico (giurassico) fosse emerso e

rappresentasse quindi l'area fonte di questi sedimenti, la cui provenienza da sud è in accordo con le paleocorrenti.



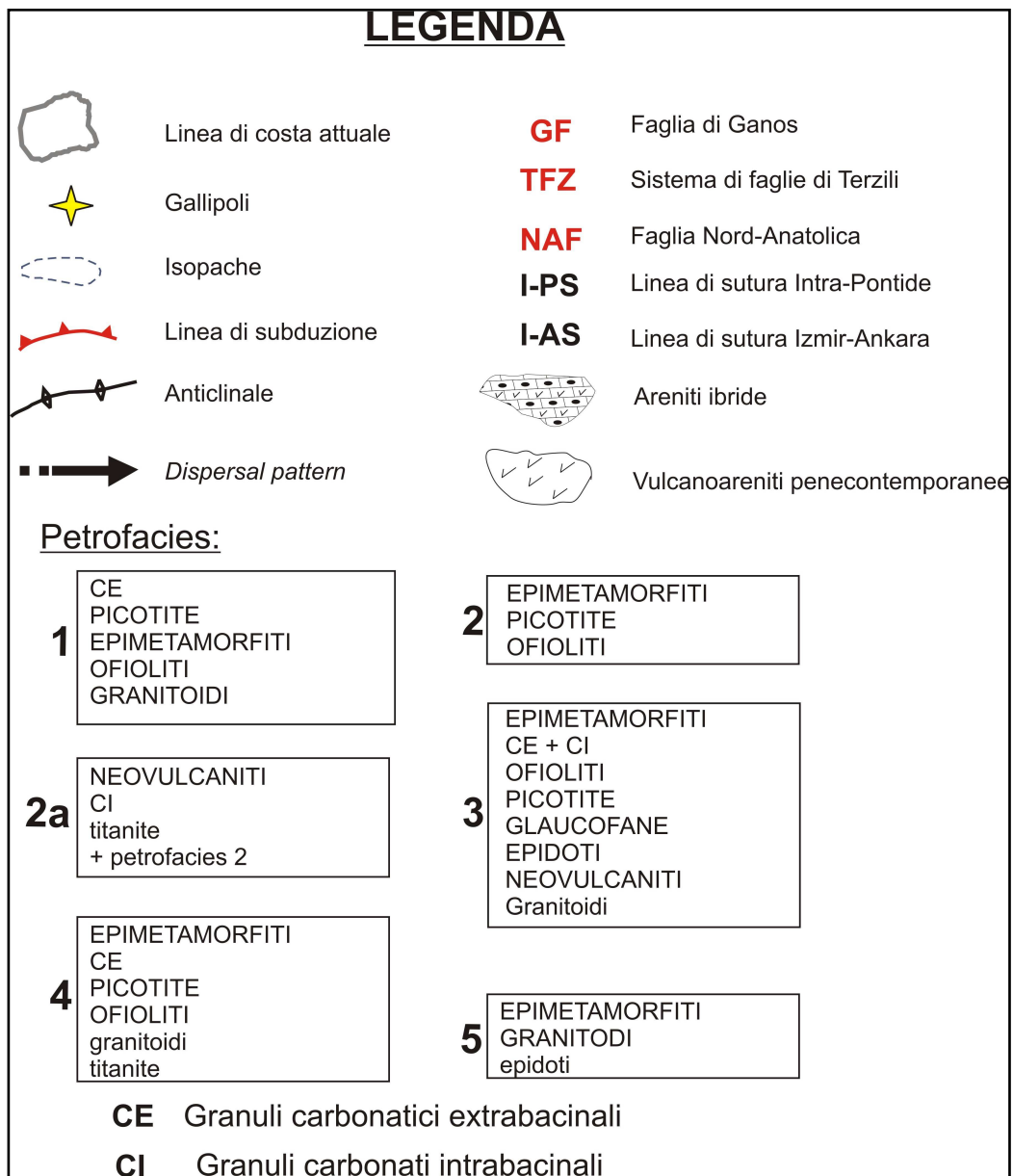


Fig. 7.1.2 Schema di provenienza e *dispersal pattern* delle petrofacies definite per i sedimenti accumulati nel bacino di Tracia (A) con legenda (sopra)

La petrofacies P2 comprende i campioni della Formazione di Fiçipete e tutta la successione di Gökçeada (Fig. 5.1.1); i dati di paleocorrente misurati indicano una direzione principale di trasporto verso il settore orientale ESE, ed in subordine verso NO. La petrofacies è caratterizzata da abbondanza di metamorfiti di basso grado, di frammenti litici ofiolitici e picotite, tutti elementi che indicano una provenienza complessa da basamento cristallino e da associazioni ofiolitiche. In questo caso la determinazione dell'area fonte risulta più complessa. Infatti i coevi depositi torbiditici affioranti in Grecia provengono dalla Cintura Circum-Rodopica, come testimoniato dalla prevalenza di litici metamorfici di grado medio-basso e ofioliti (Marchev et al., 2004; Caracciolo 2009), ed anche i sedimenti depositati sull'isola di Limnos (poco più a Sud-Ovest di Gökçeada) sono alimentati dalla catena rodopica, secondo Critelli et al. (2004). Tuttavia confrontando i diagrammi composizionali (di I, II e III ordine) dei campioni della zona turca con i bacini di Alexandroupolis e Xanti (zona del Rodope,

Caracciolo 2009), le petrofacies risultano avere composizioni molto differenti. Per questo motivo l'idea di una stessa provenienza rodopiana non può essere avallata (Fig. 7.1.2).

L'ipotesi più attendibile per la petrofacies P2 (nella quale tuttavia non ci sono forti evidenze di rocce copertura ofiolitica, visto che i carbonati extrabacinali sono presenti solo in tracce), è di una provenienza dal prisma di accrezione esumato a sud (sutura İzmir-Ankara). Questa interpretazione può spiegare la composizione litarenitica di questa petrofacies (ofioliti ed epimetamorfiti) anche se apparentemente non va d'accordo con la prevalenza delle misure di paleocorrente verso ESE (ci sono anche delle direzioni verso NO ma sono in subordine rispetto all'andamento preferenziale); tuttavia la fisiografia del bacino potrebbe giustificare una deflessione delle direzioni dei paleoflussi verso oriente. In definitiva quindi, considerato l'importanza dei dati petrografici (che come si vede dalla figura 7.1.2 sono in disaccordo con una provenienza rodopiana) ed i dati dei paleoflussi misurati, l'area fonte indicata dalla petrofacies P2 potrebbe essere rappresentata dalle rocce del prisma di accrezione che affiora a sud del bacino. In particolare, poiché questa petrofacies è priva di epidoto e glaucofane, che sono minerali accessori principali delle rocce che affiorano lungo tutta la fascia del prisma di accrezione paleocenico della sutura İzmir-Ankar (vedere carta geologica in allegato per gli affioramenti), la provenienza di questi sedimenti è da attribuire preferenzialmente al *mélange* di Çetmi (prisma giurassico di Biga), senza necessariamente escludere il cuneo di accrezione Intra-Pontide come possibile area fonte (Fig. 7.1.1).

Per quanto riguarda il *dispersal pattern* dei sedimenti che affiorano a Gökçeada (sempre P2), bisogna considerare che il prisma di accrezione prosegue verso Ovest.

Durante la deposizione dei sedimenti di questa petrofacies (Eocene medio) il margine meridionale del Bacino di Tracia (penisola di Gallipoli) era emerso, come indicato dalla deposizione di questa facies fluviale (formazione di Fiçipete). La petrofacies P2a comprende tutta la parte alta della sezione di Gallipoli in facies di scarpata (Eocene sup.-Oligocene); essa è costituita prevalentemente da strati torbiditici sottili con presenza di un olistolite di grandi dimensioni (Fig. 5.1.1); si ha quindi un riapprofondimento del bacino con alimentazione dalle zone in rilievo vicine.

La composizione dei litotipi arenitici è caratterizzata da strati vulcanici puri (*crystal tuff*) e strati ibridi, con prevalenza di granuli neovulcanici più granuli carbonatici intrabacinali coevi (areniti ibride di Zuffa, 1980). A causa della diluizione prodotta dal grande apporto di detrito vulcanico penecontemporaneo tutti gli altri componenti, ma in particolare picotite e ofioliti, si ritrovano in piccole percentuali, ma continuano ad indicare la presenza di rocce-fonte ofiolitiche e carbonatiche.

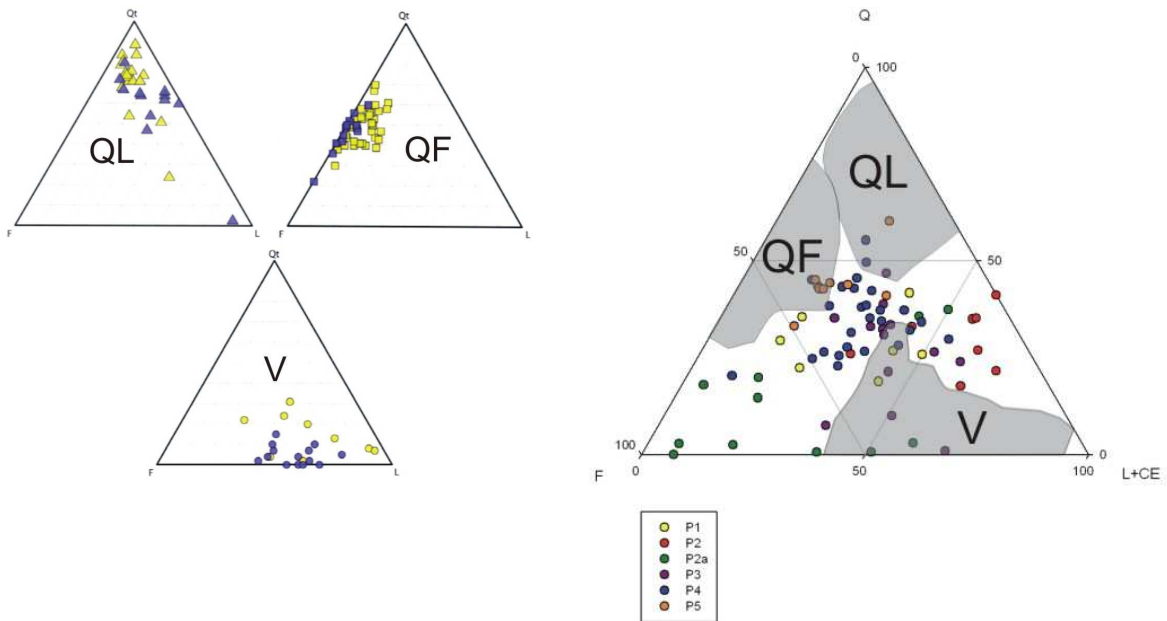


Fig. 7.1.2 Confronto tra petrofacies arenitiche desunte da Caracciolo (2009) (QL= quarzolitica, QF= quarzoso-feldspatica, V= vulcanica) nella zona del Rodope (a sinistra) e composizione dei campioni arenitici del margine meridionale del bacino di Tracia (a destra). Per i diagrammi a sinistra in blu sono i campioni della zona centrale ed orientale, mentre in giallo è rappresentata la parte meridionale del massiccio del Rodope

L'olistolite di tufo è costituito da materiale neovulcanico quasi puro ed è stato datato, con il metodo di datazione Ar/Ar, circa 30 Ma (Di Vincenzo, 2009, commento personale); le direzioni di movimento misurate negli *slump* all'interno dell'olistolite indicano un suo franamento da Sud verso Nord. La localizzazione del centro vulcanico che avrebbe generato la successione di cui l'olistolite è costituito ed il materiale degli strati torbiditici è di difficile determinazione; sicuramente si tratta di un vulcano eocenico post-collisionale (che si sviluppa a seguito della sutura İzmir-Ankara) ma l'erosione del centro vulcanico non consente di stabilire la sua esatta posizione.

Testimonianze di altri centri vulcanici vicini sono a Enez (Fig. 2.1.6 da Ercan, 1998) e in corrispondenza della sutura del Vardar, dove si attiva un arco vulcanico penecontemporaneo (sempre in seguito alla chiusura dell'oceano del Vardar e relativa sutura İzmir-Ankara-Vardar, avvenuta circa 70 Ma) che produce materiale neovulcanico anche sull'isola di Limnos (Critelli et al. 2004). Tutta la penisola di Biga, soprattutto nella parte settentrionale è interessata da vulcanesimo eo-oligocenico, che conferma quindi la presenza di un'area fonte vulcanica penecontemporanea a sud del Bacino di Tracia (anche se erosa).

Le significative quantità di carbonati intrabacinali (bioclasti e peloidi) di piattaforma possono essere spiegate con la presenza di bacini episuturali collocati in zona fotica sopra il cuneo di accrezione della Penisola di Biga. In tali bacini infatti si creavano le condizioni necessarie per la produzione dei granuli carbonatici che potevano mescolarsi al materiale neovulcanico proveniente dai centri eruttivi; durante lo stazionamento i granuli potevano essere oolitizzati (Fig. 7.1.3 A). Questi sedimenti (CI

+ Neovulcanico) potevano saltuariamente franare e ridepositarsi, dando origine a strati torbiditici di areniti ibride (Fig. 7.1.3 B). Altri bacini satelliti (sempre sul cuneo di accrezione giurassico) potevano essere alimentati in tempi brevi, esclusivamente o prevalentemente da prodotti di vulcanesimo esplosivo, dando luogo a successioni di materiale neovulcanico quasi puro che poteva in seguito franare in blocco lungo la scarpata (olistolite di Tayfur, Fig. 7.1.3 C e D) o risedimentare in bacino dando origine a strati torbiditici di areniti neovulcaniche pure (Fig. 7.1.3 E e F). Nel disegno di figura 7.1.1 sono infatti illustrati sia gli apporti neovulcanici puri, sia quelli mescolati alle areniti ibride, che poi sono franati (per la differenza di rilievo) nel bacino sotto forma di torbiditi sottili.

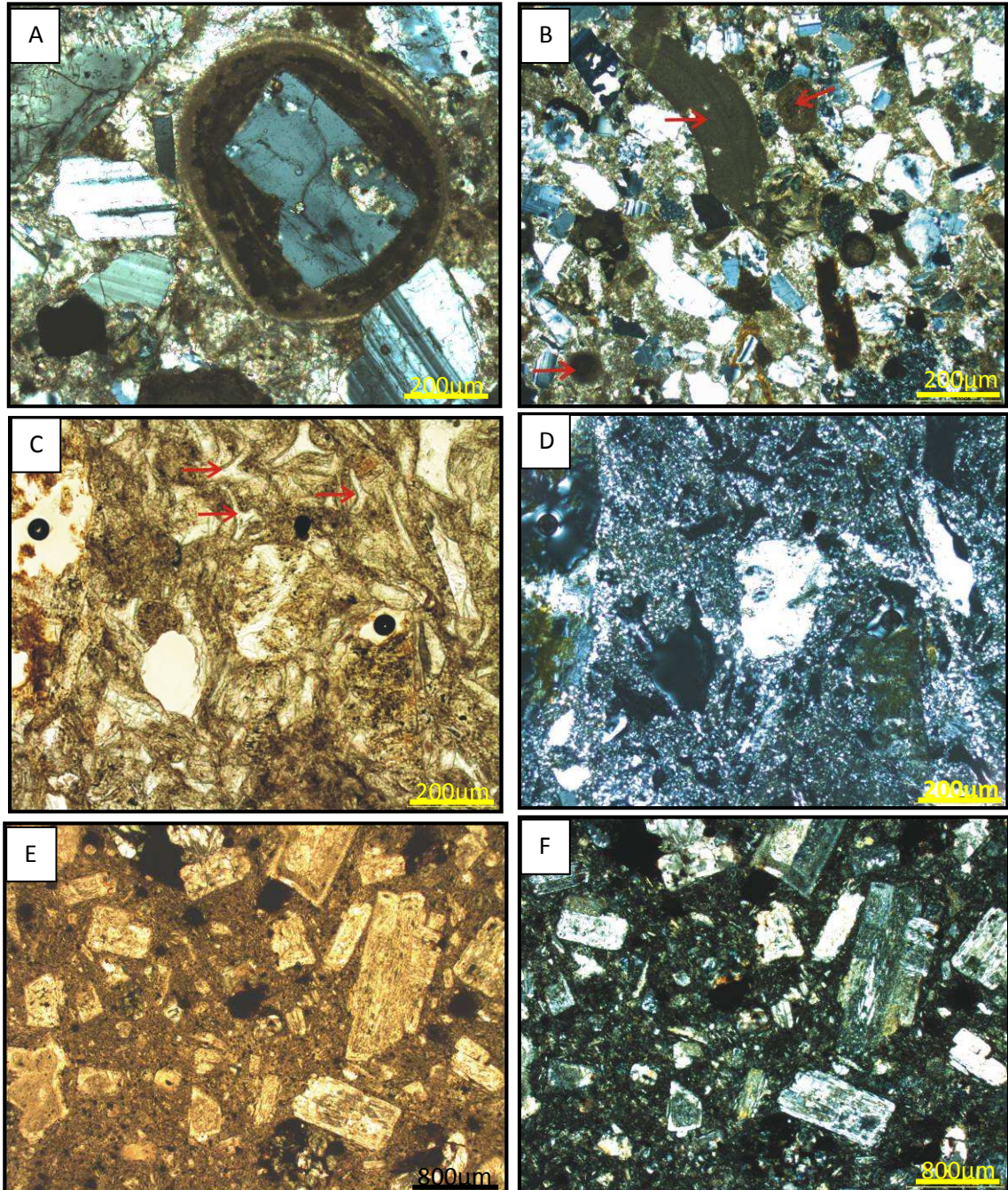


Fig. 7.1.3 Petrofacies P2a: A) –TU82- plagioclasio neovulcanico oolitizzato (nicols incrociati); B) –AD10- arenite ibrida con granuli neovulcanici e carbonati intrabacinali (freccie rosse), nicols incrociati; C) –TU84- olistolite, con cristalli di plagioclasio e *shards* di vetro (indicate dalle frecce), solo polarizzatore; D) stessa microfoto a nicols incrociati; E) –AD21- vulcano-arenite pura, con cristalli di plagioclasio sericitizzati (solo polarizzatore); F) stessa microfoto a nicols incrociati.

I campioni della petrofacies P3 provengono da numerosi olistoliti arenitici posti a sud della faglia di Ganos (Fig. 5.1.1) e sono quindi connotati da una grande variabilità composizionale. Infatti essi sono caratterizzati da frammenti litici ofiolitici (ed anche picotite), epidoti, glaucofane, frammenti di roccia metamorfica di grado medio-basso, neovulcaniti, carbonati intra ed extra-bacinali (Fig. 5.1.3 e Tab. 4).

La complessa associazione di rocce-fonte, in particolare la presenza di glaucofane (anche se in piccolissime quantità e non in tutti i campioni), indica verosimilmente una provenienza dal cuneo orogenico collisionale di İzmir-Ankara posto a sud del bacino, dove infatti ci sono una serie di affioramenti di rocce verdi contenenti glaucofane che caratterizzano il prisma della subduzione paleocenico (vedere carta geologica in appendice).

Per questa successione olistolitica rappresentata dalla petrofacies P3 è stato proposto che le ofioliti ritrovate all'interno non siano parte del *melange* di subduzione, ma rappresentino blocchi franati all'interno della successione eocenica (Okay et al., 2009); ciò avvalorava ancora di più la tesi di una provenienza di questi depositi da sud, cioè dal cuneo di accrezione che affiora nella parte nord-occidentale della Penisola di Biga. Proprio perché questi affioramenti sono costituiti da una serie di olistoliti, non si sono effettuate misure di paleocorrente quindi il verso di dispersione dei sedimenti non può essere stabilito (doppia freccia tratteggiata nel disegno di figura 7.1.1).

Le due successioni a nord della faglia di Ganos (Korudağ e Nord-Ganos, Fig. 5.1.2), che vanno dall'Eocene medio all'Oligocene, definiscono la petrofacies P4, che rappresenta il maggior riempimento eo-oligocenico torbidity della regione turca del Bacino di Tracia. Le paleocorrenti indicano una direzione dei paleoflussi verso ENE; questa petrofacies è la più ricca di controimpronte e le misure risultanti sono in accordo con diversi precedenti lavori (Sümençen & Terlemez, 1991; Görür & Okay, 1996; Turgut & Eseller, 2000; Okay et al., 2006; Siyako & Huvaz, 2007).

I campioni della petrofacies P4 sono caratterizzati dall'abbondanza di carbonati extrabacinali (prevalentemente *mudstone*), picotite, ofioliti, epimetamorfiti e rocce a grana grossa, la cui associazione è indicativa di una provenienza da rocce ofiolitiche con coperture oceaniche, rocce granitoidi (per i frammenti di roccia a grana grossa) ed epimetamorfiti del basamento cristallino.

Per questa petrofacies la determinazione dell'area fonte e della dispersione del sedimento pone alcuni limiti; infatti se si tiene conto dei versi delle paleocorrenti, tutto il sedimento depositato potrebbe avere come area fonte il massiccio del Rodope, e ciò sarebbe in accordo con le descrizioni dell'unità tettonica inferiore (Complesso Gneissico-Migmatitico) del basamento rodopiano (Marchev et al., 2004; Caracciolo, 2009). Ma, come già discusso per la petrofacies P2, i dati composizionali ottenuti con lo studio petrografico dei campioni appartenenti a questa petrofacies non combaciano con quelli riportati da Caracciolo (2009) per i bacini alimentati dalla catena Circum-Rodopica (Fig. 7.1.2). Anche per la petrofacies P4 l'apporto principale dei depositi torbidity della zona a nord della faglia di Ganos è dato dal cuneo di accrezione a sud del bacino (Penisola di Biga). Poiché solo due campioni appartenenti a questa petrofacies contengono epidoto (accessorio delle epimetamorfiti del prisma di accrezione eocenico), l'area fonte principale per questi sedimenti è rappresentata dal

cuneo di accrezione affiorante nella Penisola di Biga, ma non si escludono apporti secondari dal cuneo più recente, i cui strati torbiditici si mescolano all'interno della successione.

Il discorso della interdigitazione di strati a differente provenienza vale anche per l'area fonte rodopiana (Grecia). Infatti se si considera nella petrofacies P4 la presenza di rocce che in affioramento si ritrovano in tutta la zona greca confinante (infatti sono presenti sia rocce carbonatiche che soprattutto rocce vulcaniche, sia paleo che neo, di età dal Cretaceo all'Eocene, come riportato sulla carta geologica della Grecia, fogli Alexandroupolis e Ferai-Peplos-Ainos) si può ipotizzare un'alimentazione secondaria anche dal Rodope (anche nelle petrofacies distinte nei bacini della zona greca sono presenti carbonati terrigeni, come presentato da Caracciolo, 2009) o comunque una secondaria alimentazione dai centri vulcanici penecontemporanei erosi della zona rodopiana. Il materiale paleovulcanico che si ritrova in questa petrofacies può essere interpretato (se si esclude totalmente un apporto dall'area fonte greca) anche come prodotto di derivazione del vulcanesimo cretaceo di arco (Srednogie, Bulgaria, Türgüt et al., 1991, Görür & Okay, 1996, Okay et al., 2001, Okay, 2008); il materiale piroclastico sedimentato può derivare direttamente dall'area vulcanica settentrionale oppure, considerando l'apporto principale dal prisma di accrezione a sud, il vulcano può aver depositato il materiale anche sul prisma, che poi ha alimentato il bacino anche con questi prodotti paleovulcanici.

L'area-fonte principale per la petrofacies P4 è comunque rappresentata dal prisma di accrezione presente nella Penisola di Biga. Non si può escludere tuttavia che all'interno della successione torbiditica esistano anche strati di provenienza rodopiana. Questa interpretazione presuppone allo stesso modo una deflessione dei paleoflussi torbiditici verso E, probabilmente a causa del complesso andamento morfologico del bacino, così come già ipotizzato per la petrofacies P2 (Turgut et al., 1991).

La successione di Alexandroupolis è definita dalla petrofacies P5 (Fig. 5.1.2) ed è caratterizzata dall'abbondanza di frammenti litici metamorfici di grado medio-basso e di rocce a grana grossa (Fig. 5.1.3 e Tab. 4); ciò indica una provenienza da rocce madri del basamento cristallino (granitoidi e metamorfiti).

Le paleocorrenti misurate indicano direzioni verso ENE, in accordo quindi con una provenienza rodopiana, in particolare dalla Catena Circum-Rodopica (Marchev et al., 2004), soprattutto per la quantità di filladi (questa petrofacies è quella in cui si hanno le maggiori percentuali del rapporto F+S/L); inoltre ritornando al confronto tra i due diagrammi composizionali (Fig. 7.1.2) si vede come la petrofacies P5 sia l'unica quasi completamente racchiusa all'interno dei limiti della facies quarzoso-feldspatica di Caracciolo (2009).

I pochi frammenti litici vulcanici (paleo) che si ritrovano in questi campioni possono essere riconducibili al vulcanesimo che si sviluppa nella zona più orientale del Rodope (Fytikas et al., 1982; Innocenti et al., 1984; Yanev et al., 1998) oppure al vulcanesimo cretaceo di arco che si imposta in Bulgaria (arco Srednogie: Ercan 1992, Okay et al. 2001, Görür & Okay, 1996).

Il quadro generale che emerge dallo studio integrato della composizione principale e dei minerali pesanti e dai *pattern* di dispersione del sedimento indica che la

porzione meridionale del Bacino di Tracia è stato alimentato da associazioni rocciose riferibili ai prismi di accrezione originatisi in seguito alla chiusura di un dominio oceanico originariamente situato tra il dominio rodopico e la Zona di Sakarya (Stampfli & Hochard, 2009) e dell’oceano del Vardar con relativa sutura Izmir-Ankara (Cretaceo-Eocene, Okay & Tüysüz, 1999, Okay et al., 2001, Okay 2008) e da rocce del basamento cristallino poste a sud.

Il detrito derivante dal massiccio del Rodope ebbe probabilmente un ruolo importante nell’alimentazione della porzione centrale del bacino (Caracciolo, 2009) ma sembra non costituire una componente principale per l’area di studio nella porzione meridionale del bacino.

L’interpretazione delle provenienze proposta per le petrofacies distinte in questa tesi ha comunque dei limiti dovuti sia al complesso andamento morfo-strutturale del bacino, sia alla diversità dei vari bacini di drenaggio che hanno portato alla sedimentazione dei vari depositi dalle aree-fonte al bacino. Infatti la presenza di vari depocentri e alti strutturali ha sicuramente influito sulla dispersione del sedimento (Turgut et al., 1991).

7.2 Relazione tra composizione e ambiente tettonico

La composizione della areniti è fortemente controllata dall’ambiente tettonico e dalla natura delle rocce presenti. Questa relazione è confermata da Dickinson e Suczek (1979) che per primi propongono un modello (rivisto poi da Dickinson, 1985) che interpreta la composizione principale delle rocce clastiche in termini di ambiente geodinamico. La relazione è espressa da un diagramma triangolare composizionale, a cui vertici ci sono Qt ($Q_m = \text{quarzo monocristallino} + Q_p = \text{quarzo policristallino}$), F (feldspati) e L (frammenti litici).

Questa schematizzazione però non è sempre affidabile, soprattutto in ambienti geotettonici complessi, come nel caso della zona di studio oggetto di questa tesi; infatti la ricostruzione dell’ambiente geodinamico (Dickinson, 1985) può presentare diverse eccezioni (vedi ad esempio Mack, 1984). Le areniti studiate in questa tesi (Fig. 7.2.1) si collocano quasi tutte nel campo degli archi vulcanici, e non c’è differenza in termini di ambiente tettonico di provenienza tra le sei petrofacies definite. Gli unici campioni che fanno eccezione sono le arcose della petrofacies P2a; ciò è dovuto al fatto che, trattandosi di *crystal fall*, la composizione è data esclusivamente da feldspati. La maggior parte dei campioni ricade nel campo “*dissected arc*”, confermando le difficoltà di utilizzazione dello schema Dickinson soprattutto quando si tratta di ambiente tettonico di collisione di microplacche continentali (Valloni & Zuffa, 1984).

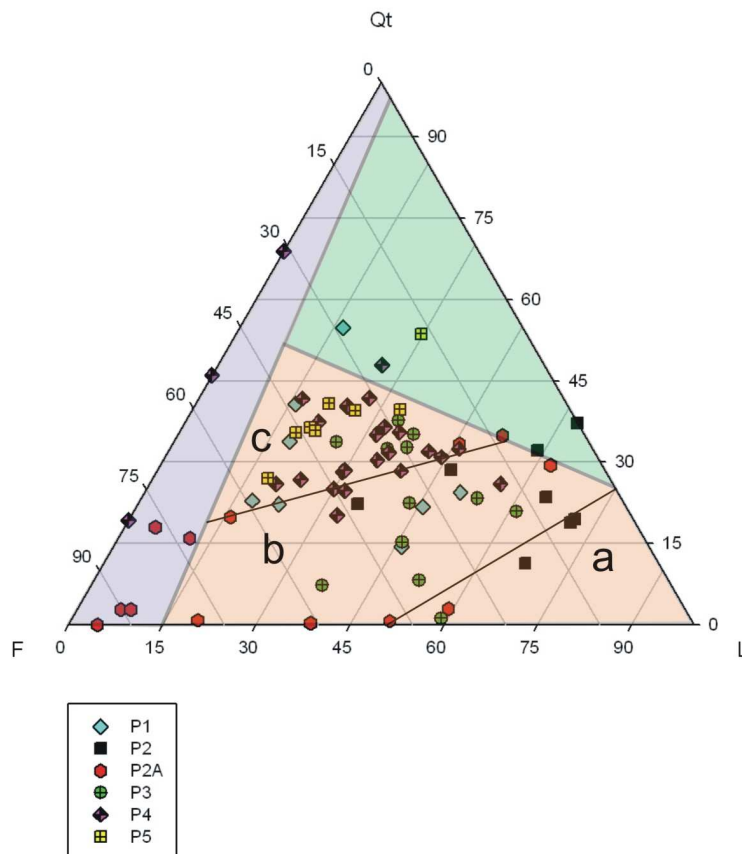


Fig. 7.2.1 Diagramma composizionale Qt (Qm+Qp), F (K+P), L di Dickinson con rappresentazione dei campioni del bacino di Tracia, in petrofacies, come da legenda in basso.

I campi composizionali indicativi dei differenti tipi di provenienza come ambiente geodinamico. In viola: blocco continentale; in verde: orogene riciclato; in rosa arco vulcanico (a= *undissected arc*, b= *transitional arc*, c= *dissected arc*). Modificato da Dickinson, 1985

7.3 Schema di evoluzione del Bacino di Tracia

L'interpretazione più accreditata per l'origine e l'evoluzione del Bacino di Tracia è quello proposto da Görür & Okay (1996), che lo considerano come un bacino di avanarco, dall'Eocene medio all'Oligocene, interposto tra l'arco vulcanico delle Pontidi a nord (di età cretacea) e un relativo complesso di subduzione-accrezione a sud. Questa ipotesi circa l'origine del Bacino di Tracia come bacino di avanarco non è però supportata da una serie di evidenze:

- gli affioramenti di ofioliti ritrovati nel bacino sono perlopiù olistoliti all'interno dei sedimenti eocenici e non sono una risalita tettonica dal basamento come *melange* di subduzione (Okay et al., 2009);

- non ci sono evidenze di formazioni più antiche dell'Eocene nel riempimento del bacino (se il bacino si fosse aperto già nel Cretaceo bisognava ritrovare, al di sotto della successione eocenica, dei sedimenti più antichi, che invece non si ritrovano nemmeno nei sondaggi);

- le rocce vulcaniche del Bacino di Tracia presentano un'affinità con un ambiente post-collisionale piuttosto che di subduzione (Tüysüz et al., 1998).

I dati di provenienza e *dispersal pattern* ottenuti e discussi in questa tesi sono in accordo con un modello geodinamico di formazione del Bacino di Tracia di tipo post-

collisionale, la cui apertura (Eocene inferiore) è dovuta ad un collasso orogenico (Tüysüz et al., 1998; Bonev & Beccaletto 2007; Stampfli & Hochard, 2009).

Nel Cretaceo è presente un vulcanesimo di arco (Srednogie) dovuto alla subduzione verso Nord della placca di Sakarya al di sotto della microplacca Pontide (Okay & Tüysüz, 1999), che apporta il materiale piroclastico anche sul prisma di accrezione a Sud. Nell'Eocene inferiore questo cuneo viene poi esumato ed eroso e, alimentando la porzione meridionale del Bacino di Tracia (insieme al cuneo della Penisola di Biga), deposita il materiale presente sul prisma (tra cui appunto le rocce vulcanoclastiche).

Infatti (come si vede dalla carta geologica della Turchia. Foglio Istanbul, 2002) il margine nord-occidentale della Penisola di Biga (placca di Sakarya), coinvolta nella subduzione, è costituita da ofioliti e coperture carbonatiche, vulcanoareniti di età cretacea, graniti e rocce cristalline del basamento continentale, granitoidi di età eocenica (dovuti a risalita di plutoni per estensione crostale), vulcaniti coeve (dovute allo sviluppo di un vulcanesimo eocenico post-collisionale). Come si vede nello schema di figura 7.1.1 solo la presenza di paleovulcaniti (di età più antica dell'Eocene) e il vulcano eocenico post-collisionale risulta in dubbio, poiché essi non sono testimoniati dagli affioramenti sulla carta geologica, e possono quindi essere stati erosi.

Secondo Beccaletto et al. (2005) ed in base alle ultime ricostruzioni paleogeografiche di Stampfli & Hochard (2009, *in press*), nel Triassico superiore-Liassico, per limitata subduzione del dominio oceanico di Küre si forma un prisma di accrezione sul margine estremo nord-occidentale del terreno di Sakarya (cuneo della penisola di Biga). Tale prisma viene poi almeno in parte obdotto sul margine rodopiano a ca. 180 Ma.

Nel Cenomaniano inizia la subduzione verso nord dell'oceano di Vardar-İzmir-Ankara-Erzincan al di sotto del terreno di Sakarya, oceano che però rimane aperto nella sua parte più occidentale fino all'Eocene inferiore (Okay & Görür, 1995). L'imbricazione della crosta oceanica produce detrito ofiolitico che inizia a sedimentarsi nel bacino già nell'Eocene inferiore, come testimoniato dal forte 'segnale ofiolitico' della petrofacies P1.

Dopo la collisione si apre il bacino di Tracia in regime estensionale, causato dal collasso orogenico post-collisionale, che crea una serie di depocentri lungo tutta la sutura İzmir-Ankara (Bonev & Beccaletto 2007) nell'Eocene medio (Stampfli & Hochard, 2009).

Il bacino di Tracia si apre al fronte dell'oceano Pindos (braccio del Vardar che resta aperto fino al passaggio Eocene-Oligocene, circa 33 Ma). L'arretramento della placca in subduzione (*roll-back*) determina un aumento di subsidenza che favorisce l'accumulo di importanti spessori di sedimento all'interno del bacino di Tracia, con depositi progradanti, verso il margine settentrionale, da ambienti più profondi a continentali.

A questo collasso orogenico eocenico è associato un vulcanesimo penecontemporaneo (post-collisionale), i cui prodotti risedimentati si ritrovano abbondanti nella zona di Gallipoli (petrofacies P2a) e nel margine superiore della Penisola di Biga.

La complessa fisiografia del bacino, probabilmente derivante dal regime estensionale sotto il quale si è originato, mostra una serie di *horst* e *graben* allungati in direzione ESE-ONO (Tüysüz et al., 1998; Turgut et al., 1991). Tale configurazione strutturale potrebbe giustificare la deflessione verso ESE delle paleocorrenti provenienti da sud.

L'evoluzione geodinamica della zona rodopiana (bacino eocenico della Grecia orientale) è caratterizzata da differenti aree fonti, passando da una collisione orogenica all'emersione ed erosione del basamento, che poi genera un vulcanesimo di arco con prodotti vulcanoclastici che si ritrovano nella parte alta delle successioni (Caracciolo, 2009).

Le petrofacies distinte nel settore turco della porzione meridionale del bacino di Tracia, invece, non mostrano un'evoluzione in termini di ambiente tettonico, ma sono riconducibili ad una stessa provenienza dai prismi di accrezione che si formano a sud a seguito delle due collisioni (giurassica e paleocenica).

Una volta apertosi per collasso orogenico, la morfologia del bacino di Tracia è controllata dal regime transtensivo (Turgut et al., 1991) che si instaura in seguito all'arretramento della placca in subduzione e alle faglie normali che interessano il basamento, accelerandone la subsidenza. Infatti l'evoluzione (soprattutto nella zona a sud della faglia di Ganos) da ambienti di mare profondo a continentali, poi di nuovo approfondimento, è l'evidenza di una forte instabilità del bacino.

8- CONCLUSIONI

Lo studio petrografico delle areniti eo-oligoceniche delle sei successioni stratigrafiche esaminate nel Bacino di Tracia mostra un complesso quadro evolutivo di provenienza e di dispersione dei sedimenti.

Per le sezioni del Bacino di Tracia (posizionate a nord e sud della Faglia di Ganos) l'integrazione dei dati di composizione principale, minerali pesanti e paleocorrenti indica un'area fonte principale posta a sud del bacino, nella quale sono fortemente rappresentate associazioni rocciose ofiolitiche con le rispettive coperture sedimentarie oceaniche e, subordinatamente, rocce epimetamorfiche e granitoidi. La provenienza di queste associazioni rocciose è riferibile alla sutura di Biga (Giurassico) e al prisma di accrezione della sutura di İzmir-Ankara (Paleocene).

Per la sezione al confine Grecia-Turchia i dati mostrano una chiara provenienza da rocce plutoniche e metamorfiche del basamento cristallino rodopiano.

Nonostante le paleocorrenti misurate indichino principalmente un paleoflusso genericamente orientato verso ENE il confronto fra la composizione dei sedimenti eo-oligocenici dell'area greca (di sicura derivazione rodopiana) e quelli ottenuti in territorio turco indica che il massiccio del Rodope non costituisce la zona di alimentazione principale per la parte meridionale studiata del Bacino di Tracia.

Gli apporti vulcanici penecontemporanei sono di notevole importanza e testimoniano la presenza di un diffuso vulcanesimo post-collisionale eo-oligocenico. Nella parte alta della successione di Gallipoli la presenza di strati di areniti ibride a composizione carbonatico-vulcanoclastica e di un grande olistolite di piroclastite quasi pura indica l'esistenza di aree di produzione carbonatica in zona fotica poste sul margine meridionale (probabilmente al di sopra del prisma di accrezione), dove si accumulava materiale vulcanico puro penecontemporaneo che si mescolava a granuli carbonatici coevi di produzione intrabacinale. I sedimenti di questi bacini venivano risedimentati nel bacino profondo sotto forma di strati torbiditici, costituiti da areniti ibride, oppure franavano in blocco verso nord come olistoliti.

Le correlazioni effettuate tra le sezioni del Bacino di Tracia e campionate a nord e sud della Faglia di Ganos mostrano importanti variazioni laterali di facies e numerose discordanze, che sono in accordo con l'esistenza di un complesso andamento morfo-strutturale del bacino (documentato anche da analisi di sottosuolo), caratterizzato da una serie di depocentri e alti strutturali che verosimilmente hanno influenzato la dispersione dei sedimenti e la distribuzione dei paleoambienti. Ciò è dovuto al regime transtensivo dominante nel bacino, con faglie trascorrenti sin-sedimentarie, orientate circa E-O.

I dati di provenienza e dispersione dei sedimenti ottenuti e discussi in questo studio sono in disaccordo con le ricostruzioni geodinamiche che vedono il Bacino di Tracia come bacino di avanarco e avvalorano invece l'interpretazione di un bacino di tipo post-collisionale, la cui fase iniziale di subsidenza, nell'Eocene medio, ebbe luogo in un contesto generale di tettonica transtensiva tardo-collisionale e la cui fase di subsidenza generalizzata (essenzialmente oligocenica) fu probabilmente determinata dal collasso orogenico dovuto all'arretramento della placca in subduzione passiva.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Agostini S., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Tonarini S., Savaşçin M.Y., 2007. The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegen area. Geological Society of America Special paper 418:1-15.
- Arribas Mocoroa J., Caja Rodriguez M.A., 2008. Diagénesis de rocas siliciclásticas y de la materia orgánica. Guida práctica. Universidad Complutense de Madrid.
- Barr S.R., Temperley S., Tarney J., 1999. Lateral growth of the continental crust through deep level subduction-accretion: a re-avaluation of central Greek Rhodope. Lithos 46: 69-94.
- Beard, D.C. and Weyl, P.K., 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57, 349-369.
- Beccaletto L., Bartolini A.C., Martinic R., Hochulid P.A., Kozure H., 2005. Biostratigraphic data from the Çetmi Melange, northwest Turkey: palaeogeographic and tectonic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 221: 215-244.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., 1974. The Balkanides as an instance of Back-Arc Thrust Belt: possible relation with the Hellenides. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 1077-1084.
- Bonev N.G., Stampfli G.M., 2003. New structural and petrologic data on Mesozoic schists in the Rhodope (Bulgaria): geodynamic implications. Comptes Rendus Geoscience 335: 691-699.
- Bonev N., 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Eastern Rhodope Massif (Bulgaria): Basement structure and kinematics of syn- to postcollissional extensional deformation. Geological Society of America, Special Paper 409, p. 211-235.
- Bonev N., Beccaletto L., 2007. From syn- to post-orogenic Tertiary extension in the north Aegean region: constraints on the kinematics in the eastern Rhodope–Thrace, Bulgaria–Greece and the Biga Peninsula, NW Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 291: 113-142.
- Brown S.A.M., Roberston A.H.F., 2004. Evidence for Neotethys rooted within the Vardar suture zone from the Voras Massif, northernmost Greece. Tectonophysics 381: 143-173.

- Buyukutku A.G., 2003. The diagenesis of middle Eocene sandstones from the western Thrace Basin, Turkey. *Journal Geological Society of India*, 63: 83-90.
- Buyukutku A.G., 2005. Sandstone petrology and tectonostratigraphic terranes of the northwestern Thrace basin, Turkey. *Journal Geological Society of India*, 65: 231-238.
- Buyukutku A.G., 2006. Diagenesis of Upper Eocene volcanoclastic rocks and its relevance to hydrocarbon exploration in the Thrace basin, Turkey. *Energy Sources, Part A* 28:1039-1049.
- Caracciolo L., 2009. (Ph.D. Thesis). The interplay of accretionary processes and magmatic arcs in forming stratigraphic sequences in the Circum-Rhodope Belt, Greece and Bulgaria.
- Cavazza W., Federici I., Okay A.I., Zattin M., 2009. Pre-Cenozoic amalgamation of the Istanbul and Sakarya terranes (NW Turkey) – evidence from low-temperature thermochronology. *Terranova*, *submitted*.
- Christofides G., Pecskey Z., Eleftheriadis G., Soldatos T., Koroneos A., 2004. The Tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, Northeastern Greece): petrology and K/Ar geochronology. *Geologica Carpaticha*, 55 (5): 397-409.
- Cibin U., Di Giulio A., 1996. Proposta di normativa per l'analisi microscopica della composizione delle areniti nell'ambito della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50000. *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia CXV*: 87-98.
- Coşkun B., 2000. Influence of the Istranca-Rhodope Massifs and strands of the North Anatolian Fault on oil potential of Thrace Basin, NW Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 27: 1-25.
- Coşkun B., 2000. North Anatolian Fault-Saros Gulf relationships and their relevance to hydrocarbon exploration, northern Aegen Sea, Turkey. *Marine and Petroleum Geology* 17: 751-772.
- 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: 783-804.
- Critelli S., Innocenti F., Manetti P., 2004. Unravelling magmatic and orogenic provenance for the Eocene to Miocene sandstone detrital modes of the island of Limnos, Hellenic arc, Greece. Abstract, IGC, Florence 2004.
- Dickinson W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, V.40, 2:695-707.

- Dickinson W.R., Suczek C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63 (12): 2164-2182.
- Dickinson W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone. In: Zuffa G.G., 1985 (ed.) Provenance of Arenites: 333-361.
- Dimitriadis S., Kondopoulou D., Atzemoglou A., 1998. Dextral rotations and tectonomagmatic evolution of the southern Rhodope and adjacent regions (Greece). Tectonophysics 299: 159-173.
- Di Giulio A., Valloni R., 1992. Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametrici petrologici e composizioni modali. Acta Naturalia de "L'ateneo Parmense" 28: 55-101.
- Dogliani C., Agostini S., Crespi M., Innocenti F., Manetti P., Riguzzi F., Savaşçin Y., 2002. On the extension in western Anatolia and the Aegean sea. In: Rosenbaum G., Lister G.S. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer, 8: 161-176.
- Dott R.H., 1964. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification?. Journal of Sedimentary Research, 34: 625-632.
- Doust H., Arıkan Y., 1974. The geology of the Thrace basin. 2nd Biannual Petroleum Congress Of Turkey, Ankara: 119-131.
- Eleftheriadis G., 1995. Petrogenesis of the Oligocene volcanic from the Central Rhodope massif (N. Greece). European Journal of Mineralogy 7: 1169-1182.
- Elmas A., Gürer A., 2004. A comparison of the geological and geoelectrical structures in the Eastern Marmara region (NW Turkey). Journal of Asian Earth Sciences 23: 153-162.
- EN amil, 2002. Collisional-backthrust basin model for the Thrace-Göynük-Sofranbolu basin (NW Turkey). International Conference on Earth Sciences and Electronics (ICESE-2002): 65-76.
- Ercan T., Türkecan A., Guillou H., Satir M., Sevin D., Saroğlu F., 1998. Features of the Tertiary volcanism around Sea of Marmara. Mineral Res. Expl. Bull., 120: 97-118
- Faccenna C., Bellier O., Martinod J., Piromallo C., Regard V., 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian fault. Earth and Planetary Science Letters 242:85-97.
- Folk R.L., 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publications Company, Austin, Texas, 178 p.

- Fontana D., Zuffa G.G., Garzanti E., 1989. The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain). *Basin Research* 2: 223-237.
- Fontana D., Spadafora E., Stefani C., Stocchi S., Tateo F., Villa G., Zuffa G.G., 1994. The upper Cretaceous helminthoid flysch of the northern Apennines: provenance and sedimentation. *Mem. Soc. Geol. It.* 48:237-250.
- Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Marinelli G., Mazzuoli R., 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, T29-T34.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A., Villari L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, in: Dixon J.E. Robertson, A.H.F. (eds.): *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17: 687-699. London.
- Gallagher K., Brown R., Johnson C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26: 519-572.
- Gandolfi G., Paganelli L., Zuffa G.G., 1983. Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea formation (Miocene, Northern Apennines). *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.53, no.2:493-507.
- Garfunkel Z., 1998. Constraints on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics*, 298: 5-35.
- Gautier P., Brun J.P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J., Jolivet L., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315: 31-72.
- Gorur N., Okay A.I., 1996. A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey. *Geol Rundsch* 85: 662-668.
- Gürer O.F., Aldanmaz E., 2002. Origin of the Upper Cretaceous-Tertiary sedimentary basins within the Tauride-Anatolide platform in Turkey. *Geological Magazine* 139 (2): 191-197.
- Gürer O.F., Kaymakçi N., Çakir Ş., Özbüyük M., 2003. Neotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolian, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 1041-1051.
- Gürgey K., Paul Philp R., Clayton C., Emiroğlu H., Siyako M., 2005. Geochemical and isotopic approach to maturity/source/mixing estimations for natural gas and associated condensates in the Thrace Basin, NW Turkey. *Applied Geochemistry* 20: 2017-2037.

- Hoşgörmez H., Yalçın N., 2005. Gas-source rock correlation in Thrace basin, Turkey. *Marine and Petroleum Geology* 22: 901-916.
- Howard J. L., 1994. A note on the use of statistics in reporting detrital clastic compositions. *Sedimentology* 41: 747-753.
- Huvaz O., Sarıkaya H., Nohut Ö. M., 2005. Nature of a regional dogleg pattern in maturity profiles from Thrace basin, northwestern Turkey: a newly discovered unconformity or a thermal anomaly?. *AAPG Bulletin*, v.89, no.10: 1373-1396.
- Innocenti F., Kolios N., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo G., Rita F., Villari L., 1984. Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in Northeastern Greece. *Bull. Volcanol*, vol.47-1: 25-37.
- Janssen C., Bohnhoff M., Vapnik Y., Görgün E., Bulut F., Plessen B., Pohl D., Aktar M., Okay A.I., Dresen G., 2009. Tectonic evolution of the Ganos segment of the North Anatolian Fault (NW Turkey). *Journal of Structural Geology* 31: 11–28
- Lips A.L.W., White S. H., Wijbrans J.R., 2000. Middle-Late Alpine thermotectonic evolution of the southern Rhodope Massif, Greece. *Geodynamica Acta* 13: 281-292.
- Lundegard, P. D., 1992. Sandstone porosity loss-a "big picture" view of the importance of compaction. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 250-260.
- Mack G. H., 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 212-220.
- Magganas A.C., 2002. Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusive, NE Greece. *Lithos* 65: 165-182.
- Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M., Moritz R., 2004. Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics* 393: 301-328.
- Meinhold G., Kostopoulos D., Reischmann T., Frei D., BouDagher-Fadel M., 2009. Geochemistry, provenance and stratigraphic age of metasedimentary rocks from the eastern Vardar suture zone, northern Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 277: 199 – 225.
- Mutti E., Tinterri R., Benevelli G., Di Biase D., Cavanna G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology* 20: 733-755.

- Mutti E., Tinterri R., Remacha E., Mavilla N., Angella S., Fava L., 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. AAPG Course Notes 39.
- Okay A.I., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga peninsula, northwest Turkey. Bull. Tech. Univ. Istanbul, 44:191-256.
- Okay A.I., Tansel I., 1992. New data on the upper age of the Intra-Pontide ocean from north of Şarköy (Thrace). Mineral Res. Expl. Bull. 114:23-26.
- Okay A.I., Demirbağ E., Kurt H., Okay N., Kuşçu I., 1999. An active, deep marine strike slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. Tectonics vol.18 no.1: 129-147.
- Okay A.I., Tüysüz O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand B., Jolivet L., Horvath F., Seranne M., (eds) The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications 156: 475-515.
- Okay A.I., Satur M., Tüysüz O., Akyüz S., Chen F., 2001. The tectonics of the Strandja Massif: late Variscan and mid- Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. Int J Earth Sciences 90.217-233.
- Okay A.I., Yaltırak C., Seeber L., 2006. Geology of the Ganos fault zone in Thrace. Field trip guidebook.
- Okay A.I., 2008. Geology of Turkey: a synopsis. Anschnitt, 21, 19-42.
- Okay A.I., Özcan E., Cavazza W., Okay N., Less G., 2009. Basement types, Lower Eocene Series, Upper Eocene Olistostromes and the Initiation of the Southern Thrace Basin, NW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences. *In press*
- Önal M., 1985/1986. Gelibolu yarımadası orta bölümünün çökelme istifleri ve tektoniği, Kuzeybatı Anadolu, Türkiye. Istanbul Univ. Müh. Fak. Yerbilimleri Derisi, C.5 S. 1-2: 21-38.
- Onal M., 1986. Gelibolu yarımadası orta bölümünün sedimanter fasiyesleri ve tektonic evrimi, KB Anadolu, Türkiye. Jeoloji Mühendisliği. 29:37-46.
- Özcan E., György L., Okay A.I., Yılmaz I.O., 2009. Larger Foraminifera of the Çengelli Flysch Sequence and new data on the Initiation of Late Eocene Marine Transgression in the Southern Thrace Basin, NW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences. *In press*
- Papadopoulos P., 1982. Geological Map of Greece. Maronia Sheet scale 1:50000. IGME, Athens.

- Perinçek D., 1991. Possible strand of the North Anatolian fault in the Thrace Basin, Turkey-An interpretation. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin vol.75 no.2:241-257.
- Petalas C., Lambrakis N., Zaggana E., 2006. Hydrochemistry of water of volcanic rocks: the case of the volcanosedimentary rocks of Thrace, Greece. Water, Air, and Soil Pollution 169: 375-394.
- Pettijohn F.J., 1975. Sedimentary Rocks (third edition). Harper & Row Publ., New York, 628 pp.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., 1987. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York, 553 p.
- Rangin C., Le Pichon X., 2004. Strain localization in the Sea of Marmara: propagation of the North Anatolian Fault in a now inactive pull-apart. Tectonics 23, N.2, TC2014.
- Reiners P.W., Brandon M. T., 2006. Using Thermochronology to understand orogenic erosion. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 34: 419-466.
- Robertson A.H.F., Clift P.D., Degan P.J., Jones G., 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87: 289-343.
- Robertson A. H. F., Ustaömer T., 2004. Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey. Tectonophysics 381: 175-209
- Ruiz G. M. H., Seward D., Winkler W. 2004. Detrital thermochronology- a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. Basin Research 16: 413-430.
- Sakinç M., Yaltırak C., Oktay F. Y., 1999. Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene basin and the Tethys-Paratethys relations at the northwestern Turkey (Thrace). Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology 153:17-40.
- Sengor A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. J. Geol. Soc. London, 136, 269-282.
- Şengör A. M. C., Yılmaz Y., 1981. Tethian evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Siyako M., Ali Bürkan K., Okay A. I., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları. TPJD Bülteni, C.1/3: 183-199.
- Siyako M., Huvaz O., 2007. Eocene stratigraphic evolution of the Thrace basin, Turkey. Sedimentary geology 198: 75-91.

- Spadafora E., De Ros L.F., Zuffa G.G., Morad S., Al-Aasm I.S., 1998. Diagenetic evolution of synorogenic hybrid and lithic arenites (Miocene), northern Apennines, Italy. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 26:241-260.
- Stampfli G., Hochard C., 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. *Geol. Soc. London Memoir (in press)*.
- Sümengen M., Terlemez I., 1991. Stratigraphy of Eocene sediments in the southwest Thrace. *Mineral Res. Expl. Bull.*, 113, 15-29.
- Turgut S., Türkarıslan M., Perinçek D., 1991. Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. In: Spencer A. M., (ed), *Generation, Accumulation and Production of Europe's hydrocarbons*, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists 1: 415-437.
- Turgut S., Eseller G., 2000. Sequence stratigraphy, tectonics and depositional history in eastern Thrace Basin, NW Turkey. *Marine and Petroleum Geology* 17: 61-100.
- Tüysüz O., Barka A., Yiğitbaş E., 1998. Geology of the Saros graben and its implications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos-Saros region, northwestern Turkey. *Tectonophysics* 293: 105-126.
- Valloni R., De Donatis M., Ghiselli F., Ottria G., Amorosi A., De Nardo M.T., Martelli L., Piccin A., Pizziolo M., Cibin U., Farina M., Martini A., Severi P., 1991. proposta di classificazione delle areniti. *Acta naturalia de "L'ateneo parmense"* 27:5-26.
- Weltje G.J., 2006. Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. In: Buccianti A., Mateu-Figueras G., Pawlowsky-Glahn V. (eds) *Compositional Data Analysis in the Geosciences: from theory to practice*. Geological Society of London. *Special Publications* 264: 79-99.
- Worden R.H., Burley S.D., 2003. Sandstone diagenesis: recent and ancient. Reprint series V.4 of the International Association of Sedimentologists.
- Yaltırak C., Alpar B., 2002. Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology* 190: 351-366.
- Yılmaz Y., Polat A., 1998. Geology and Evolution of the Thrace volcanism, Turkey. *Acta Vulcanologica* 10 (2):293-303.
- Yıldız A., Toker V., Şengüler I., 1997. Trakya havzasi güneyi orta eosen-oligosen birimlerinin nannoplankton biyostratigrafisi ve deniz yüzey suyu isi deęişimi. *TPJD Bülteni*, C.9 S.1:31-44.

- Yanev Y., 1998. Petrology of the Eastern Rhodopes Paleogene acid volcanics, Bulgaria. *Acta Vulcanol.*10(2),279-291.
- Yanev Y., Innocenti F., Manetti P., Seri G., 1998. Upper Eocene-Oligocene Collision-related Volcanism in Eastern Rhodopes (bulgaria)-Western Thrace (Greece): Petrogenetic Affinity and Geodynamic Significance. *Acta Vulcanol.*10(2), 265-277.
- Zattin M., Okay A.I., Cavazza W., 2005. Fission-track evidence for late Oligocene and mid-Miocene activity along the North Anatolian Fault in south-western Thrace. *Terra Nova*, 17:95-101.
- Zattin M., Stefani C., Martin S., 2003. Detrital fission-track analysis and sediment petrofacies as keys of alpine exhumation: the example of the Venetian foreland (European Southern Alps, Italy). *Journal of Sedimentary Research*, vol.73. no.6:1051-1061.
- Zattin M., Cavazza W., Okay A.I., Federici I., Fellin G., Pignalosa A., Reiners P., 2009. A precursor of the North Anatolian Fault in the Marmara Sea region. *Journ. Asian Earth Science.*, *submitted*.
- Zuffa G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.50, no.1:21-29.
- Zuffa G. G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. Zuffa G. G.(ed.), *Provenance of Arenites*: 165-189.
- Zuffa G.G., 1987. Unravelling Hinterland and Offshore Palaeogeography from Deep-water Arenites. *Marine Clastic Sedimentology*:39-61.
- Zuffa G.G., Cibin U., Di Giulio A., 1995. Arenite petrography in sequece stratigraphy. *The Journal of Geology*, 103: 4451-459.

Gallipoli			<i>samples</i>	AD16	AD6	TU202	TU53	AD4	AD5	TU203	AD15	TU204	TU205	AD19
NCI	GLA	Glaucony	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCI	IOX	Iron oxide	0	0	3	1	5	2	0	0	0	0	0	0
NCI	PRC	Pelitic rip-up clast (siliciclastic)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DLS	Dolostone (single crystal)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DCG	Dolostone (coarse grained)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DFG	Dolostone (fine grained)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DOL	Dolomitic limestone	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	FOL	Foliated limestone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	MCL	Micritic limestone(mudstone)	0	53	4	0	2	0	62	5	0	0	0	0
CE	MSL	wackestone	0	33	3	0	1	0	18	2	0	0	0	2
CE	SPL	packstone	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
CE	MGL	grainstone	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	FSK	Fossil (single skeleton)	0	0	3	0	0	0	2	0	0	0	0	0
CI	OOL	Oolite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	BIO	Bioclast	0	3	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0
CI	INT	Intraclast	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	PEL	Peloid	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	USC	Undetermined siliciclast	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	LMC	Limeclast	0	1	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0
UF	PLC	Pelitic clast (i.e. limeclast)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	ALT	Alterite	0	1	0	0	0	2	0	1	0	0	0	1
UF	CUG	Calcite in undetermined grain	0	48	0	3	2	1	5	2	0	1	8	8
UF	MOP	Moldic pore	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	MUG	Other mineral in undetermined grain	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MT	MCM	Siliciclastic matrix - clay minerals	0	0	0	0	0	8	0	2	0	11	0	0
MT	MSS	Siliciclastic matrix - silt (4-5 phi)	0	25	0	0	2	9	10	0	3	7	10	0
MT	MCA	Carbonate matrix	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CM	CSM	Intergranular calcite (spar and microspar)	0	43	35	21	5	29	27	21	21	5	21	21
CM	DSM	Dolomite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CM	OTC	Other cement	3	3	16	0	11	8	9	3	6	17	9	9
CM	INP	Intergranular pore	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X	CSC	Calcite (m)	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X	PYC	Patchy calcite (plaga autigena)	0	0	0	0	0	6	0	1	0	0	0	0
TOT			Total counted points	313	447	363	324	330	375	365	334	344	353	361
			Total framework grains	310	301	312	299	307	312	314	304	314	312	312

Tabella A: Conteggi modali di ciascuna classe petrografica

Gallipoli		<i>samples</i>	TU201	AD20	AD20A	TU200	AD19	AD21	AD22	TU199	TU198	AD9	AD7	
		<i>PETROFACIES</i>	P2	P2	P2	P2	P2	P2a	P2	P2a	P2a	P2a	P2a	
		<i>coordinates (UTM E/N)</i>	0454086- 4475063	0454404 - 4474787	0454992 - 4474170	0454509 - 4474923	0453438 - 4474976	0455331 - 4472056	0455287 - 4472312	0455342 - 4472494	0456307 - 4471765	0456590 - 4470665	0456590 - 4470665	
		<i>unit/formation</i>	Ficipete	Ficipete	Ficipete	Ficipete	Ficipete	-	Soguceak	Tayfur	Tayfur	Tayfur	Tayfur	
NCE	Q	QSC	Quartz (single crystal)	36	61	14	44	36	2	36	62	40	1	55
NCE	Q	QPC	Coarse-grained polycrystalline quartz	22	20	12	30	17	0	5	7	0	0	0
NCE	Q	QPF	Fine-grained polycrystalline quartz	8	10	5	2	2	0	4	19	0	0	1
NCE	Q	QVA	Quartz in acidic volcanic r.f.	5	3	2	3	2	0	0	5	0	0	0
NCE	Q	QPR	Quartz in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QPG	Quartz in plutonic or gneissic r.f.	5	8	7	18	1	0	3	2	0	1	0
NCE	Q	QMH	Quartz in high-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QMM	Quartz in medium-grade metamorphic r.f.	3	1	11	2	8	0	2	3	0	0	0
NCE	Q	QML	Quartz in low-grade metamorphic r.f.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QSD	Quartz in sandstone	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE		CAV	Chert or acid volcanic r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSC	K-feldspar (single crystal)	5	4	13	0	9	0	1	1	0	96	63
NCE	K	KVA	K-feldspar in acidic volcanic r.f.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KPR	K-feldspar in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KPG	K-feldspar in plutonic or gneissic r.f.	0	0	11	0	11	0	2	0	0	1	7
NCE	K	KMM	K-feldspar in medium-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSD	K-feldspar in sandstone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSV	K neovolcanic single crystal	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16
NCE	P	PNV	Plagioclase in neovolcanic	0	0	0	0	0	11	0	0	4	0	6
NCE	P	PSC	Plagioclase (single crystal)	23	12	23	14	4	0	25	24	32	59	36
NCE	P	PVA	Plagioclase in acidic volcanic r.f.	0	0	0	1	0	0	0	4	0	0	0
NCE	P	PVI	Plagioclase in intermediate volcanic r.f.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	9	0
NCE	P	PPR	Plagioclase in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PPG	Plagioclase in plutonic or gneissic r.f.	5	8	7	6	2	0	0	4	9	10	10
NCE	P	PMM	Plagioclase in medium-grade metamorphic r.f.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PML	Plagioclase in low-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PSD	Plagioclase in sandstone	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PSV	Plagioclase neovolcanic (single crystal)	0	0	0	0	0	53	0	0	126	0	42
NCE	F	FEL	Feldspars (K o P)	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0
NCE	L	LVA	Acidic volcanic r.f.	36	4	11	45	11	0	0	48	1	8	7
NCE	L	LVI	Intermediate volcanic r.f.	7	14	2	5	5	5	0	1	1	56	17
NCE	L	LVB	Basic volcanic r.f.	37	20	17	8	20	0	15	24	3	22	17
NCE	L	LMM	Slate	1	24	44	1	17	0	6	1	0	1	0
NCE	L	LML	Low-grade metamorphic (Phyllite)	88	66	68	92	90	0	36	54	0	1	0
NCE	L	LCH	Chlorite - schist	6	10	15	1	35	0	5	0	0	0	0
NCE	L	LSS	Serpentine - schist	0	0	3	0	4	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LMS	Massive serpentinite	3	6	2	3	0	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LSC	Chert	0	1	0	0	1	0	0	2	6	0	0
NCE	L	LNS	Non carbonate cemented siltstone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LCS	Carbonate cemented siltstone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LSH	Shale e argillite	3	21	17	6	12	0	0	1	0	2	2
NCE	L	MGH	Microgranular-Hypoabissal	0	1	5	0	12	0	0	0	0	2	2
NCE	L	LVN	Litic neovolcanic	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LVG	Volcanic glass r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0
NCE	L	MGN	Microgranular-Hypoabissal Neovolcanic	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE		MNV	Mica and chlorite (single crystal)	9	5	5	19	6	0	0	3	0	9	13
NCE		MPG	Mica and chlorite in plutonic or gneissic r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE		MMR	Mica and chlorite in metamorphic r.f.	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0
NCE		HEM	Heavy mineral	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
NCE		MNV	Mica neovolcanic	0	0	0	0	0	0	0	0	37	0	0

Gallipoli			<i>samples</i>	TU201	AD20	AD20A	TU200	AD19	AD21	AD22	TU199	TU198	AD9	AD7
NCI	GLA	Glaucony		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCI	IOX	Iron oxide		0	0	0	0	0	5	0	0	0	2	0
NCI	PRC	Pelitic rip-up clast (siliciclastic)		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DLS	Dolostone (single crystal)		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DCG	Dolostone (coarse grained)		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DFG	Dolostone (fine grained)		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DOL	Dolomitic limestone		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	FOL	Foliated limestone		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	MCL	Micritic limestone(mudstone)		0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0
CE	MSL	wackestone		0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1
CE	SPL	packstone		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	MGL	grainstone		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	FSK	Fossil (single skeleton)		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	OOL	Oolite		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	BIO	Bioclast		0	0	0	0	0	0	172	40	28	4	11
CI	INT	Intraclast		0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
CI	PEL	Peloid		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	USC	Undetermined siliciclast		0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	LMC	Limeclast		0	0	0	0	0	0	8	0	20	0	0
UF	PLC	Pelitic clast (i.e. limeclast)		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	ALT	Alterite		0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0
UF	CUG	Calcite in undetermined grain		0	2	0	0	8	7	9	1	0	1	2
UF	MOP	Moldic pore		0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
UF	MUG	Other mineral in undetermined grain		0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0
MT	MCM	Siliciclastic matrix - clay minerals		0	0	0	12	0	47	0	0	5	0	0
MT	MSS	Siliciclastic matrix - silt (4-5 phi)		0	0	11	0	10	31	6	0	0	0	0
MT	MCA	Carbonate matrix		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CM	CSM	Intergranular calcite (spar and microspar)		0	15	0	0	21	0	103	24	37	53	17
CM	DSM	Dolomite		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CM	OTC	Other cement		0	0	26	0	9	0	0	0	2	0	0
CM	INP	Intergranular pore		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X	CSC	Calcite (m)		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X	PYC	Patchy calcite (plaga autigena)		0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
	TOT	Total counted points		304	319	340	312	361	167	443	330	351	364	325
		Total framework grains		304	302	302	300	312	76	313	305	307	309	306

Tabella A: Conteggi modali di ciascuna classe petrografica

Gallipoli			<i>samples</i>	AD10	AD11	TU82	TU83	TU85	TU197
			<i>PETROFACIES</i>	P2a	P2a	P2a	P2a	P2a	P2a
			<i>coordinates (UTM E/N)</i>	0456590 - 4470665	0456590 - 4470665	0456877- 4470672	0456877- 4470672	0456877- 4470672	0456877- 4470672
			<i>unit/formation</i>	Tayfur	Tayfur	Tayfur	Tayfur	Tayfur	Tayfur
NCE	Q	QSC	Quartz (single crystal)	2	5	32	0	9	2
NCE	Q	QPC	Coarse-grained polycrystalline quartz	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QPF	Fine-grained polycrystalline quartz	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QVA	Quartz in acidic volcanic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QPR	Quartz in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QPG	Quartz in plutonic or gneissic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QMH	Quartz in high-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QMM	Quartz in medium-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QML	Quartz in low-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QSD	Quartz in sandstone	0	0	0	0	0	0
NCE		CAV	Chert or acid volcanic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSC	K-feldspar (single crystal)	26	1	37	84	0	0
NCE	K	KVA	K-feldspar in acidic volcanic r.f.	1	0	0	3	0	0
NCE	K	KPR	K-feldspar in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KPG	K-feldspar in plutonic or gneissic r.f.	2	0	3	6	0	0
NCE	K	KMM	K-feldspar in medium-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSD	K-feldspar in sandstone	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSV	K neovolcanic single crystal	46	64	0	0	18	0
NCE	P	PNV	Plagioclase in neovolcanic	3	1	8	30	3	24
NCE	P	PSC	Plagioclase (single crystal)	37	1	54	63	0	0
NCE	P	PVA	Plagioclase in acidic volcanic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PVI	Plagioclase in intermediate volcanic r.f.	3	0	1	0	0	0
NCE	P	PPR	Plagioclase in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PPG	Plagioclase in plutonic or gneissic r.f.	3	0	3	12	0	0
NCE	P	PMM	Plagioclase in medium-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PML	Plagioclase in low-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PSD	Plagioclase in sandstone	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PSV	Plagioclase neovolcanic (single crystal)	62	73	39	43	92	110
NCE	F	FEL	Feldspars (K o P)	3	14	0	0	0	0
NCE	L	LVA	Acidic volcanic r.f.	3	1	0	1	0	0
NCE	L	LVI	Intermediate volcanic r.f.	42	16	12	1	0	0
NCE	L	LVB	Basic volcanic r.f.	13	15	28	12	0	0
NCE	L	LMM	Slate	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LML	Low-grade metamorphic (Phyllite)	0	2	0	0	0	0
NCE	L	LCH	Chlorite - schist	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LSS	Serpentine - schist	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LMS	Massive serpentinite	0	0	1	0	0	0
NCE	L	LSC	Chert	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LNS	Non carbonate cemented siltstone	1	3	0	0	0	0
NCE	L	LCS	Carbonate cemented siltstone	1	0	0	0	0	0
NCE	L	LSH	Shale e argillite	1	0	0	0	0	0
NCE	L	MGH	Microgranular-Hypoabissal	0	1	0	0	0	0
NCE	L	LNv	Litic neovolcanic	0	0	0	5	22	104
NCE	L	LVG	Volcanic glass r.f.	0	0	0	0	156	38
NCE	L	MGN	Microgranular-Hypoabissal Neovolcanic	0	1	0	0	0	0
NCE		MNV	Mica and chlorite (single crystal)	3	1	6	15	1	0
NCE		MPG	Mica and chlorite in plutonic or gneissic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE		MMR	Mica and chlorite in metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0
NCE		HEM	Heavy mineral	0	0	0	0	0	0
NCE		MNV	Mica neovolcanic	0	10	0	15	7	24

Gallipoli			<i>samples</i>	AD10	AD11	TU82	TU83	TU85	TU197
NCI	GLA	Glaucony		2	0	2	0	0	0
NCI	IOX	Iron oxide		0	0	0	0	0	0
NCI	PRC	Pelitic rip-up clast (siliciclastic)		0	0	0	0	0	0
CE	DLS	Dolostone (single crystal)		0	0	0	0	0	0
CE	DCG	Dolostone (coarse grained)		0	0	0	0	0	0
CE	DFG	Dolostone (fine grained)		0	0	0	0	0	0
CE	DOL	Dolomitic limestone		0	0	0	0	0	0
CE	FOL	Foliated limestone		0	0	0	0	0	0
CE	MCL	Micritic limestone(mudstone)		0	0	0	0	0	0
CE	MSL	wackestone		0	0	0	0	0	0
CE	SPL	packstone		0	0	0	0	0	0
CE	MGL	grainstone		0	0	0	0	0	0
CE	FSK	Fossil (single skeleton)		0	0	0	0	0	0
CI	OOL	Oolite		1	0	0	0	0	0
CI	BIO	Bioclast		41	77	67	12	0	0
CI	INT	Intraclast		0	0	0	0	0	0
CI	PEL	Peloid		0	0	18	0	0	0
UF	USC	Undetermined siliciclast		1	0	0	0	0	0
UF	LMC	Limeclast		13	23	0	8	0	0
UF	PLC	Pelitic clast (i.e. limeclast)		0	2	1	0	0	0
UF	ALT	Alterite		0	0	0	0	0	0
UF	CUG	Calcite in undetermined grain		5	3	0	0	0	0
UF	MOP	Moldic pore		3	0	0	0	0	0
UF	MUG	Other mineral in undetermined grain		0	0	0	0	0	0
MT	MCM	Siliciclastic matrix - clay minerals		0	0	0	0	0	0
MT	MSS	Siliciclastic matrix - silt (4-5 phi)		6	0	0	0	3	0
MT	MCA	Carbonate matrix		0	0	0	0	0	0
CM	CSM	Intergranular calcite (spar and microspar)		69	48	28	21	0	4
CM	DSM	Dolomite		0	0	0	0	0	0
CM	OTC	Other cement		2	0	0	0	0	0
CM	INP	Intergranular pore		0	0	0	0	0	0
X	CSC	Calcite (m)		0	0	0	0	0	0
X	PYC	Patchy calcite (plaga autigena)		1	0	0	0	0	0
	TOT	Total counted points		396	362	340	331	311	306
		Total framework grains		309	309	311	309	308	302

Tabella A: Conteggi modali di ciascuna classe petrografica

Gokceada			<i>samples</i>	TU207	TU210	TU211
			<i>PETROFACIES</i>	P2	P2	P2
			<i>coordinates (UTM E/N)</i>	0394020- 4447386	0401647- 4448428	0403204- 4448416
			<i>unit/formation</i>	-	-	-
NCE	Q	QSC	Quartz (single crystal)	58	47	56
NCE	Q	QPC	Coarse-grained polycrystalline quartz	19	7	11
NCE	Q	QPF	Fine-grained polycrystalline quartz	26	10	9
NCE	Q	QVA	Quartz in acidic volcanic r.f.	8	4	7
NCE	Q	QPR	Quartz in plutonic r.f.	0	0	0
NCE	Q	QPG	Quartz in plutonic or gneissic r.f.	0	9	9
NCE	Q	QMH	Quartz in high-grade metamorphic r.f.	0	0	0
NCE	Q	QMM	Quartz in medium-grade metamorphic r.f.	11	2	2
NCE	Q	QML	Quartz in low-grade metamorphic r.f.	0	0	0
NCE	Q	QSD	Quartz in sandstone	0	0	0
NCE		CAV	Chert or acid volcanic r.f.	0	0	0
NCE	K	KSC	K-feldspar (single crystal)	0	10	10
NCE	K	KVA	K-feldspar in acidic volcanic r.f.	0	0	1
NCE	K	KPR	K-feldspar in plutonic r.f.	0	0	0
NCE	K	KPG	K-feldspar in plutonic or gneissic r.f.	0	5	1
NCE	K	KMM	K-feldspar in medium-grade metamorphic r.f.	0	0	0
NCE	K	KSD	K-feldspar in sandstone	0	0	0
NCE	K	KSV	K neovolcanic single crystal	0	0	0
NCE	P	PNV	Plagioclase in neovolcanic	0	0	0
NCE	P	PSC	Plagioclase (single crystal)	0	73	27
NCE	P	PVA	Plagioclase in acidic volcanic r.f.	0	0	0
NCE	P	PVI	Plagioclase in intermediate volcanic r.f.	0	2	9
NCE	P	PPR	Plagioclase in plutonic r.f.	0	0	0
NCE	P	PPG	Plagioclase in plutonic or gneissic r.f.	0	32	17
NCE	P	PMM	Plagioclase in medium-grade metamorphic r.f.	0	0	0
NCE	P	PML	Plagioclase in low-grade metamorphic r.f.	0	0	0
NCE	P	PSD	Plagioclase in sandstone	0	0	0
NCE	P	PSV	Plagioclase neovolcanic (single crystal)	0	0	0
NCE	F	FEL	Feldspars (K o P)	0	0	0
NCE	L	LVA	Acidic volcanic r.f.	45	45	52
NCE	L	LVI	Intermediate volcanic r.f.	10	8	5
NCE	L	LVB	Basic volcanic r.f.	1	1	12
NCE	L	LMM	Slate	36	14	13
NCE	L	LML	Low-grade metamorphic (Phyllite)	65	18	29
NCE	L	LCH	Chlorite - schist	0	0	2
NCE	L	LSS	Serpentine - schist	0	0	0
NCE	L	LMS	Massive serpentinite	0	0	0
NCE	L	LSC	Chert	0	0	1
NCE	L	LNS	Non carbonate cemented siltstone	0	0	0
NCE	L	LCS	Carbonate cemented siltstone	0	0	0
NCE	L	LSH	Shale e argillite	17	15	11
NCE	L	MGH	Microgranular-Hypoabissal	0	0	0
NCE	L	LVN	Litic neovolcanic	0	0	0
NCE	L	LVG	Volcanic glass r.f.	0	0	0
NCE	L	MGN	Microgranular-Hypoabissal Neovolcanic	0	0	0
NCE		MNV	Mica and chlorite (single crystal)	5	5	18
NCE		MPG	Mica and chlorite in plutonic or gneissic r.f.	0	0	0
NCE		MMR	Mica and chlorite in metamorphic r.f.	3	0	1
NCE		HEM	Heavy mineral	0	0	0
NCE		MNV	Mica neovolcanic	0	0	0

Gokceada			<i>samples</i>	TU207	TU210	TU211
NCI		GLA	Glaucony	0	0	0
NCI		IOX	Iron oxide	0	0	0
NCI		PRC	Pelitic rip-up clast (siliciclastic)	0	0	0
CE		DLS	Dolostone (single crystal)	0	0	0
CE		DCG	Dolostone (coarse grained)	0	0	0
CE		DFG	Dolostone (fine grained)	0	0	0
CE		DOL	Dolomitic limestone	0	0	0
CE		FOL	Foliated limestone	0	0	0
CE		MCL	Micritic limestone(mudstone)	0	2	0
CE		MSL	wackestone	0	0	0
CE		SPL	packstone	0	0	0
CE		MGL	grainstone	0	0	0
CE		FSK	Fossil (single skeleton)	0	0	0
CI		OOL	Oolite	0	0	0
CI		BIO	Bioclast	0	0	0
CI		INT	Intraclast	0	0	0
CI		PEL	Peloid	0	0	0
UF		USC	Undetermined siliciclast	0	0	0
UF		LMC	Limeclast	0	0	0
UF		PLC	Pelitic clast (i.e. limeclast)	0	0	0
UF		ALT	Alterite	0	0	0
UF		CUG	Calcite in undetermined grain	1	0	10
UF		MOP	Moldic pore	0	0	0
UF		MUG	Other mineral in undetermined grain	0	0	0
MT		MCM	Siliciclastic matrix - clay minerals	0	12	6
MT		MSS	Siliciclastic matrix - silt (4-5 phi)	0	0	0
MT		MCA	Carbonate matrix	0	0	0
CM		CSM	Intergranular calcite (spar and microspar)	6	37	26
CM		DSM	Dolomite	52	4	0
CM		OTC	Other cement	0	0	0
CM		INP	Intergranular pore	0	0	0
X		CSC	Calcite (m)	0	0	0
X		PYC	Patchy calcite (plaga autigena)	0	0	0
		TOT	Total counted points	363	362	345
			Total framework grains	304	309	303

Tabella A: Conteggi modali di ciascuna classe petrografica

Sud-Ganos			<i>samples</i>	TU70	TU71	TU72	TU74	TU75	TU76	AD27	TU86	TU87	TU88	AD28	TU213	TU214
			<u>PETROFACIES</u>	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3
			<u>coordinates (UTM E/N)</u>	0501125 - 4499617	0501125 - 4499617	0501125 - 4499617	0501125 - 4499617	0501125 - 4499617	0501125 - 4499617	0508295 - 4501325	0508308 - 4501385	0519156 - 4506293	0520412 - 4506797	0512124 - 4499855	0512127 - 4499738	0512127 - 4499738
			<u>unit/formation</u>	Cinbasarkale Tepe	Cinbasarkale Tepe	Cinbasarkale Tepe	Cinbasarkale Tepe	Cinbasarkale Tepe	Cinbasarkale Tepe		Golecik				Sarkoy	Sarkoy
NCE	Q	QSC	Quartz (single crystal)	1	24	66	49	15	37	41	39	81	69	71	51	18
NCE	Q	QPC	Coarse-grained polycrystalline quartz	0	9	15	10	1	34	6	11	10	7	16	3	2
NCE	Q	QPF	Fine-grained polycrystalline quartz	1	5	9	2	4	13	8	12	10	20	5	9	5
NCE	Q	QVA	Quartz in acidic volcanic r.f.	0	2	2	3	0	0	6	3	2	2	0	1	2
NCE	Q	QPR	Quartz in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QPG	Quartz in plutonic or gneissic r.f.	0	15	4	28	0	23	7	9	2	2	7	11	4
NCE	Q	QMH	Quartz in high-grade metamorphic r.f.	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0
NCE	Q	QMM	Quartz in medium-grade metamorphic r.f.	0	1	3	8	1	7	0	1	7	0	0	8	0
NCE	Q	QML	Quartz in low-grade metamorphic r.f.	0	5	0	0	0	16	0	0	0	0	0	0	0
NCE	Q	QSD	Quartz in sandstone	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
NCE		CAV	Chert or acid volcanic r.f.	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSC	K-feldspar (single crystal)	1	1	17	32	0	20	8	12	9	18	30	34	23
NCE	K	KVA	K-feldspar in acidic volcanic r.f.	0	0	0	2	0	1	0	1	1	3	0	0	8
NCE	K	KPR	K-feldspar in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	8	0	1	0	0	0	0	0
NCE	K	KPG	K-feldspar in plutonic or gneissic r.f.	1	1	5	18	0	11	1	7	3	5	1	17	19
NCE	K	KMM	K-feldspar in medium-grade metamorphic r.f.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSD	K-feldspar in sandstone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	K	KSV	K neovolcanic single crystal	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PNV	Plagioclase in neovolcanic	0	1	0	0	14	0	0	0	46	0	0	0	0
NCE	P	PSC	Plagioclase (single crystal)	64	44	36	27	4	14	27	30	0	55	61	23	39
NCE	P	PVA	Plagioclase in acidic volcanic r.f.	0	9	0	1	0	0	0	1	3	4	0	0	0
NCE	P	PVI	Plagioclase in intermediate volcanic r.f.	0	1	7	1	0	0	3	3	0	4	0	0	2
NCE	P	PPR	Plagioclase in plutonic r.f.	0	0	0	0	0	1	0	0	14	0	0	0	0
NCE	P	PPG	Plagioclase in plutonic or gneissic r.f.	0	16	16	10	7	7	8	5	0	8	17	7	29
NCE	P	PMM	Plagioclase in medium-grade metamorphic r.f.	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
NCE	P	PML	Plagioclase in low-grade metamorphic r.f.	0	1	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PSD	Plagioclase in sandstone	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0
NCE	P	PSV	Plagioclase neovolcanic (single crystal)	0	17	0	1	127	0	0	1	11	0	0	0	0
NCE	F	FEL	Feldspars (K o P)	0	0	0	0		0	0	15	0	0	0	0	0
NCE	L	LVA	Acidic volcanic r.f.	1	34	7	18	1	5	37	33	11	35	3	7	19
NCE	L	LVI	Intermediate volcanic r.f.	2	13	35	3	10	4	39	32	2	14	5	14	46
NCE	L	LVB	Basic volcanic r.f.	44	25	25	5	70	2	29	20	35	16	4	19	21
NCE	L	LMM	Slate	0	8	0	20	0	4	5	18	9	5	6	1	0
NCE	L	LML	Low-grade metamorphic (Phyllite)	14	5	21	53	2	63	15	8	0	12	36	36	7
NCE	L	LCH	Chlorite - schist	10	0	2	0	2	1	8	0	0	0	7	10	0
NCE	L	LSS	Serpentine - schist	12	0	0	0	0	0	2	1	0	0	1	0	0
NCE	L	LMS	Massive serpentinite	15	0	0	0	1	0	18	9	0	1	2	1	0
NCE	L	LSC	Chert	0	4	1	1	0	3	0	13	0	0	0	5	11
NCE	L	LNS	Non carbonate cemented siltstone	0	0	2	1	1	0	0	0	7	0	1	0	0
NCE	L	LCS	Carbonate cemented siltstone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LSH	Shale e argillite	0	14	11	12	4	2	6	9	10	20	4	11	5
NCE	L	MGH	Microgranular-Hypoabissal	0	7	0	5	1	6	2	0	7	0	2	0	0
NCE	L	LVN	Litic neovolcanic	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE	L	LVG	Volcanic glass r.f.	0	0	0	0	7	0	0	0	1	0	0	0	48
NCE	L	MGN	Microgranular-Hypoabissal Neovolcanic	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE		MNV	Mica and chlorite (single crystal)	18	11	7	6	6	0	12	7	0	5	31	25	2
NCE		MPG	Mica and chlorite in plutonic or gneissic r.f.	0	2	0	0	0	0	0	3	1	0	0	0	0
NCE		MMR	Mica and chlorite in metamorphic r.f.	0	3	6	7	0	2	5	1	0	2	0	1	0
NCE		HEM	Heavy mineral	1	0	2	0	4	0	0	0	0	1	1	0	0
NCE		MNV	Mica neovolcanic	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
NCE		GLA	Glaucopy	1	1	0	0	0	1	0	0	0	2	0	0	0

Nord-Ganos		<i>samples</i>	AD29	AD34	AD36	9	AD39	AD40	AD42	AD45	AD48	AD46	AD49	TU218	AD51	TU219	TU220	TU222
CE	DFG	Dolostone (fine grained)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DOL	Dolomitic limestone	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	FOL	Foliated limestone	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	MCL	Micritic limestone(mudstone)	20	4	6	5	1	0	0	2	0	0	15	0	15	4	5	2
CE	MSL	wackestone	5	3	1	0	0	0	0	2	0	0	14	0	0	1	0	2
CE	SPL	packstone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	MGL	grainstone	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	FSK	Fossil (single skeleton)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	1	0	0
CI	OOL	Oolite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	BIO	Bioclast	21	0	1	0	1	0	0	9	0	1	0	0	0	0	0	0
CI	INT	Intraclast	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	PEL	Peloid	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	USC	Undetermined siliciclast	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
UF	LMC	Limeclast	0	0	0	2	0	0	1	0	0	4	0	0	0	0	0	0
UF	PLC	Pelitic clast (i.e. limeclast)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	ALT	Alterite	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	CUG	Calcite in undetermined grain	13	10	3	0	0	1	0	7	0	0	0	6	1	2	4	0
UF	MOP	Moldic pore	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	MUG	Other mineral in undetermined grain	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MT	MCM	Siliciclastic matrix - clay minerals	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	6	4	0
MT	MSS	Siliciclastic matrix - silt (4-5 phi)	6	2	25	1	0	4	0	31	0	5	0	11	33	13	2	0
MT	MCA	Carbonate matrix	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CM	CSM	Intergranular calcite (spar and microspar)	35	47	7	5	12	12	10	48	12	17	13	46	55	25	40	20
CM	DSM	Dolomite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CM	OTC	Other cement	0	9	0	0	0	6	0	2	0	0	0	15	0	13	23	0
CM	INP	Intergranular pore	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X	CSC	Calcite (m)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X	PYC	Patchy calcite (plaga autigena)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOT		Total counted points	359	377	345	309	313	331	313	390	316	329	318	386	392	364	386	323
		Total framework grains	305	307	310	301	301	300	302	300	304	303	305	308	302	305	313	303

Korudag		<i>samples</i>	TU166	TU163	TU161	TU187	TU189	TU181	TU183	TU185	TU193	TU192
CE	DCG	Dolostone (coarse grained)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DFG	Dolostone (fine grained)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	DOL	Dolomitic limestone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	FOL	Foliated limestone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	MCL	Micritic limestone(mudstone)	1	0	7	0	10	0	9	12	9	22
CE	MSL	wackestone	0	0	6	0	1	0	7	6	12	4
CE	SPL	packstone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	MGL	grainstone	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CE	FSK	Fossil (single skeleton)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	OOL	Oolite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	BIO	Bioclast	0	0	60	0	2	0	0	2	0	1
CI	INT	Intraclast	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CI	PEL	Peloid	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	USC	Undetermined siliciclast	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	LMC	Limeclast	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	PLC	Pelitic clast (i.e. limeclast)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	ALT	Alterite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	CUG	Calcite in undetermined grain	1	0	19	0	0	0	0	1	3	0
UF	MOP	Moldic pore	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
UF	MUG	Other mineral in undetermined grain	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MT	MCM	Siliciclastic matrix - clay minerals	2	0	0	0	0	52	28	0	0	0
MT	MSS	Siliciclastic matrix - silt (4-5 phi)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MT	MCA	Carbonate matrix	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CM	CSM	Intergranular calcite (spar and microspar)	24	36	43	9	59	37	29	44	20	52
CM	DSM	Dolomite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CM	OTC	Other cement	34	34	8	38	31	1	16	8	0	40
CM	INP	Intergranular pore	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X	CSC	Calcite (m)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X	PYC	Patchy calcite (plaga autigena)	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0
	TOT	Total counted points	365	376	373	354	397	390	382	353	328	397
		Total framework grains	304	306	303	307	302	300	309	300	305	305

Grecia			<i>samples</i>	TU171	TU173	TU170	TU169	TU168	TU178	TU179	TU176	
CE		DFG	Dolostone (fine grained)	0	0	0	0	0	0	0	0	
CE		DOL	Dolomitic limestone	0	0	0	0	0	0	0	0	
CE		FOL	Foliated limestone	0	0	0	0	0	0	0	0	
CE		MCL	Micritic limestone(mudstone)	3	0	0	0	0	11	2	0	
CE		MSL	wackestone	0	0	0	0	0	0	0	0	
CE		SPL	packstone	0	0	0	0	0	0	0	0	
CE		MGL	grainstone	0	0	0	0	0	0	0	0	
CE		FSK	Fossil (single skeleton)	0	0	0	0	0	0	0	0	
CI		OOL	Oolite	0	0	0	0	0	0	0	0	
CI		BIO	Bioclast	0	0	0	0	0	26	0	5	
CI		INT	Intraclast	0	0	0	0	0	0	0	0	
CI		PEL	Peloid	0	0	0	0	0	0	0	0	
UF		USC	Undetermined siliciclast	0	0	0	0	0	0	0	0	
UF		LMC	Limeclast	0	0	0	0	0	0	0	0	
UF		PLC	Pelitic clast (i.e. limeclast)	0	0	0	0	0	0	0	0	
UF		ALT	Alterite	0	0	0	0	0	0	0	0	
UF		CUG	Calcite in undetermined grain	0	0	0	0	1	0	0	22	
UF		MOP	Moldic pore	0	0	0	0	0	0	0	0	
UF		MUG	Other mineral in undetermined grain	0	0	0	0	0	0	0	0	
MT		MCM	Siliciclastic matrix - clay minerals	11	4	0	0	0	2	3	3	
MT		MSS	Siliciclastic matrix - silt (4-5 phi)	1	15	0	0	0	6	2	1	
MT		MCA	Carbonate matrix	0	0	0	0	0	0	0	0	
CM		CSM	Intergranular calcite (spar and microspar)	23	24	26	45	16	28	47	21	
CM		DSM	Dolomite	0	0	0	0	0	0	0	0	
CM		OTC	Other cement	1	29	0	38	0	0	18	22	
CM		INP	Intergranular pore	0	0	0	0	0	0	0	0	
X		CSC	Calcite (m)	0	0	0	0	0	0	0	0	
X		PYC	Patchy calcite (plaga autigena)	0	0	0	0	0	0	0	9	
TOT				Total counted points	340	376	329	387	321	336	374	385
				Total framework grains	304	304	303	304	304	300	304	307

TABELLA C: Conteggi dei minerali pesanti

<i>SAMPLE</i>	TU207	TU210	TU173	TU169	TU174	TU168	TU176	AD16	AD6	AD4	AD5	TU203	AD19	AD20A	AD22	AD21	AD9	AD10	AD11	TU85	TU166	TU165	TU161
<i>PETROFACIES</i>	P2	P2	P5	P5	P5	P5	P5	P1	P1	P1	P1	P1	P2	P2	P2	P2A	P2A	P2A	P2A	P2A	P4	P4	P4
Transparents	252	262	307	270	341	254	270	274	260	162	255	337	257	254	269	317	251	253	256	253	258	296	273
Opaques	485	116	53	102	32	54	50	0	23	477	504	70	138	315	49	519	18	815	298	574	99	437	123
Turbids	1174	187	40	122	73	62	97	119	318	318	255	29	302	543	254	860	216	488	29	14	161	53	35
Anhydrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Barite	21	11	2	0	0	2	65	8	0	0	2	0	0	2	1	0	0	592	44	4	1	1	4
Mg/Fe Carbon.	0	0	0	57	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	1932	576	402	551	446	372	482	401	601	957	1016	436	697	1114	573	1697	485	2148	627	845	519	787	435
Zircon	32	46	110	143	96	5	136	174	168	90	105	35	5	12	24	0	170	136	166	198	184	158	42
Tourmaline	4	1	1	3	4	1	2	0	1	1	3	2	4	7	6	0	0	TR	2	0	3	9	0
Rutile	94	39	12	102	54	13	40	22	36	30	68	30	83	98	101	0	14	19	7	27	25	97	25
Garnet	10	107	130	8	185	224	85	0	50	2	1	157	11	12	31	2	1	2	43	0	1	0	53
Spinel	100	67	0	TR	2	0	4	0	4	39	73	112	138	92	94	0	0	4	15	24	37	21	127
Sphene	0	0	TR	7	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	11	90	13	0	0	0	24
Allanite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
Clinozoisite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Epidote Group	0	0	52	0	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0	0	0	TR	0	0	0	0	0	2
Chloritoid	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Staurolite	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Kyanite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Andalusite	0	0	0	TR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Glaucophane	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Clinoamphibole	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	5	3	0	0	0
Oxyhornblende	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
Clinopyroxene	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	315	TR	0	0	0	0	0	0
Monazite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Apatite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Corundum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	TR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Anatase	12	2	2	6	0	9	0	77	TR	0	5	0	12	33	13	0	54	1	2	0	6	11	0
Brookite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	TR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Undetermined	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0
TOT	252	262	307	270	341	254	270	274	260	162	255	337	257	254	270	317	251	253	256	253	258	296	273

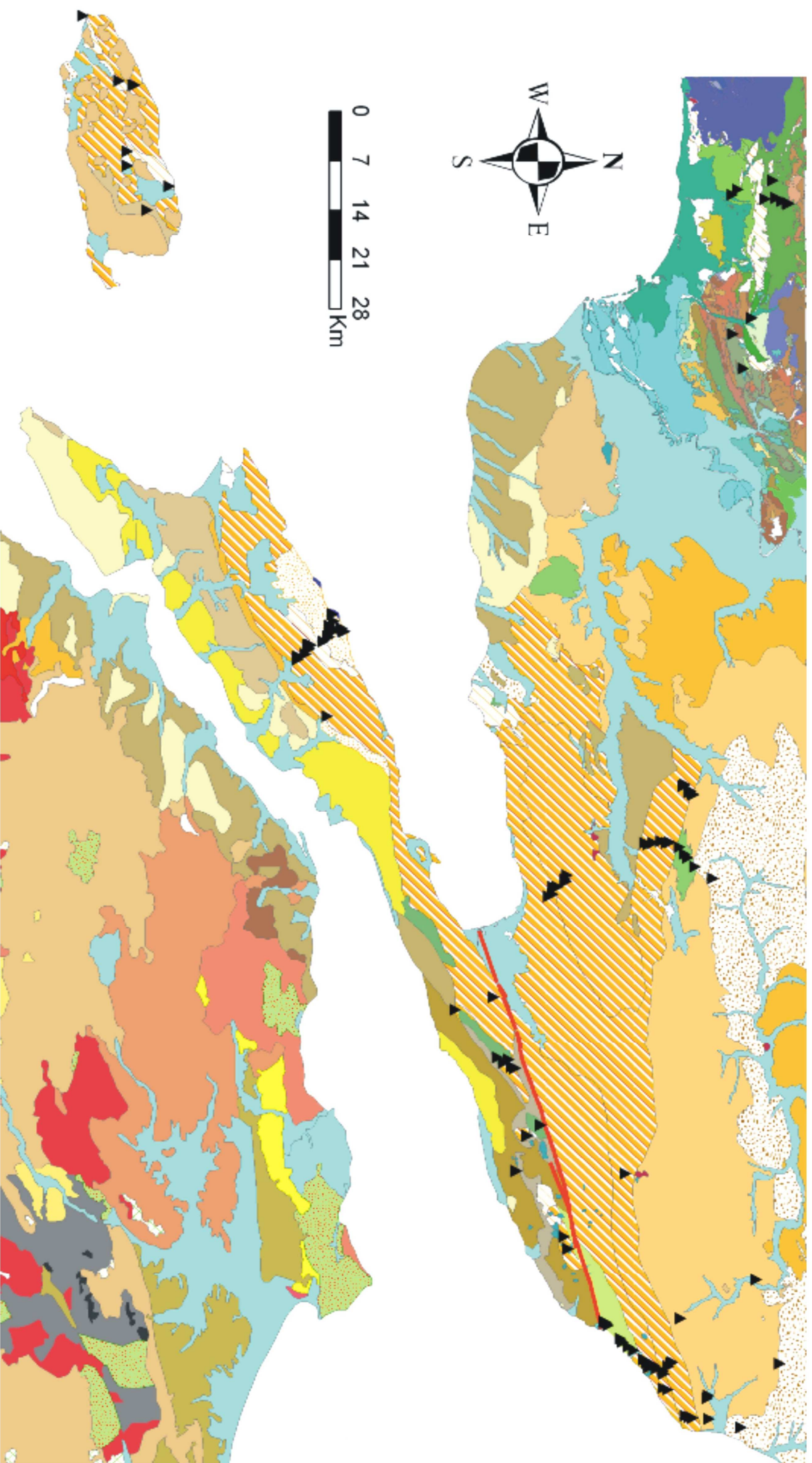
TABELLA C: Conteggi dei minerali pesanti

SAMPLE	TU188	TU183	TU195	TU193	TU71	TU74	TU75	TU76	TU88	TU86	AD29	AD32	AD34	AD36	AD40	AD 45	AD51
	P4	P4	P4	P4	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P4	P4	P4	P4	P4	P4	P4
Transparents	262	299	263	254	304	242	258	226	241	252	252	147	302	293	276	252	288
Opagues	51	41	140	50	111	125	112	206	548	165	506	470	130	169	39	56	87
Turbids	130	32	67	27	29	468	137	137	57	41	60	281	36	108	151	60	111
Anhydrite	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Barite	17	1	15	0	TR	25	4	11	12	3	18	0	0	4	0	0	23
Mg/Fe Carbon.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
TOTAL	460	373	485	335	444	860	511	580	858	461	836	899	468	574	466	368	509
Zircon	31	39	115	35	49	89	85	48	62	13	84	94	41	62	23	32	74
Tourmaline	4	2	13	1	1	14	2	0	2	3	3	0	TR	5	6	2	3
Rutile	36	24	51	25	20	84	93	37	34	17	21	1	23	57	2	17	34
Garnet	99	135	7	84	53	20	37	43	92	46	1	2	7	105	90	105	125
Spinel	82	90	73	77	92	13	35	75	15	107	138	5	201	61	44	87	33
Sphene	9	5	0	29	41	6	6	8	30	26	0	0	23	0	18	3	17
Allanite	0	0	0	0	1	4	0	6	3	2	0	0	2	0	0	0	0
Clinozoisite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Epidote Group	0	0	0	0	43	10	0	6	14	35	0	0	TR	0	93	TR	0
Chloritoid	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Staurolite	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Kyanite	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Andalusite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Glaucophane	0	1	0	0	1	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0
Clinoamphibole	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	TR	0	0
Oxyhornblende	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Clinopyroxene	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Monazite	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
Apatite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	44	0	0	0	0	0
Corundum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Anatase	0	1	2	0	0	0	0	3	0	0	5	1	5	3	TR	6	1
Brookite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Undetermined	1	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOT	262	299	263	254	304	242	258	226	254	252	252	147	302	293	276	252	288

TABELLA D: Percentuali ricalcolate dei minerali pesanti








SAMPLE	P.FACIES	Transparents	Opagues	Turbids	Zircon	Tourmaline	Rutile	Garnet	Spinel	Sphene	Epidote Group	Clinoamphibole	Clinopyroxene	Anatase	Allanite	Staurolite	Glaucofane	Chloritoid	Kyanite	Monazite	ZTR
AD4	P1	16.9	49.8	33.2	55.6	0.6	18.5	1.2	24.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	74.7
AD5	P1	25.1	49.6	25.1	41.2	1.2	26.7	0.4	28.6	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	69.0
TU 203	P1	77.3	16.1	6.7	10.4	0.6	8.9	46.6	33.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.9
AD19	P2	36.9	19.8	43.3	1.9	1.6	32.3	4.3	53.7	0.4	0.4	0.4	0.0	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35.8
AD20a	P2	22.8	28.3	48.7	4.7	2.8	38.6	4.7	36.2	0.0	TR	0.0	TR	13.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	46.1
AD22	P2	46.9	8.6	44.3	8.9	2.2	37.4	11.5	34.8	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	48.5
AD21	P2A	18.7	30.6	50.7	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	99.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AD9	P2A	51.8	3.7	44.5	67.7	0.0	5.6	0.4	0.0	4.4	TR	0.4	TR	21.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	73.3
AD10	P2A	11.8	37.9	22.7	53.8	TR	7.5	0.8	1.6	35.6	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	61.3
AD11	P2A	40.8	47.5	4.6	64.8	0.8	2.7	16.8	5.9	5.1	0.0	2.0	0.0	0.8	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	68.4
TU85	P2A	29.9	67.9	1.7	78.3	0.0	10.7	0.0	9.5	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	88.9
TU 173	P5	76.4	13.2	10.0	35.8	0.3	3.9	42.3	0.0	TR	16.9	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	40.1
TU 169	P5	49.0	18.5	22.1	53.0	1.1	37.8	3.0	TR	2.6	0.0	0.0	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	91.9
TU 174	P5	76.5	7.2	16.4	28.2	1.2	15.8	54.3	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	45.2
TU 168	P5	68.3	14.5	16.7	2.0	0.4	5.1	88.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	7.5
TU 176	P5	56.0	10.4	20.1	50.4	0.7	14.8	31.5	1.5	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	65.9
TU 207	P2	13.0	25.1	60.8	12.7	1.6	37.3	4.0	39.7	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	51.6
TU 210	P2	45.5	20.1	32.5	17.6	0.4	14.9	40.8	25.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.8
TU 166	P4	49.7	19.1	31.0	71.3	1.2	9.7	0.4	14.3	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	82.2
TU 165	P4	37.6	55.5	6.7	53.4	3.0	32.8	0.0	7.1	0.0	0.0	0.0	0.0	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	89.2
TU 161	P4	62.8	28.3	8.0	15.4	0.0	9.2	19.4	46.5	8.8	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	24.5
TU 188	P4	57.0	11.1	28.3	11.8	1.5	13.7	37.8	31.3	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	27.1
TU 183	P4	80.2	11.0	8.6	13.0	0.7	8.0	45.2	30.1	1.7	0.0	0.0	0.3	0.3	0.0	0.0	0.3	0.0	0.3	0.0	21.7
TU 195	P4	54.2	28.9	13.8	43.7	4.9	19.4	2.7	27.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	68.1
TU 193	P4	75.8	14.9	8.1	13.8	0.4	9.8	33.1	30.3	11.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	24.0
TU 71	P3	68.5	25.0	6.5	16.1	0.3	6.6	17.4	30.3	13.5	14.1	0.0	0.3	0.0	0.3	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	23.0
TU 74	P3	28.1	14.5	54.4	36.8	5.8	34.7	8.3	5.4	2.5	4.1	0.8	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	77.3
TU 75	P3	50.5	21.9	26.8	32.9	0.8	36.0	14.3	13.6	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	69.8
TU 76	P3	39.0	35.5	23.6	21.2	0.0	16.4	19.0	33.2	3.5	2.7	0.0	0.0	1.3	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.6

CARTA GEOLOGICA DIGITALIZZATA CON CAMPIONI
















LEGENDA CARTA GEOLOGICA

Bacino di Tracia

-  Clastic rocks
-  Danismen Formation
-  Gazlkoy Formation
-  Kesan Formation
-  Soguceak Formation
-  Yenikoy melange
-  Yenimuhacir Formation

















Eocene-Grecia

-  Alternations of clay, marls and fine-grained sand-stones with bioclastic banks (Lumachelle)
-  Basic clastic series
-  Clayey-marly series
-  Conglomeratic breccia
-  Loutra Tavri
-  Loutra Tavri with limestone shill banks
-  Marls and clays
-  Marls and clays with lenses of limestones
-  Sandy calcareous facies of Nipsa with arenites
-  Sediments of Pirabonian partial basin
-  Teslim member
-  Thin-bedded marls alternating with fine-play sand-stones, with intercalations of conglomerates
-  Tufts



Rocce ofiolitiche

-  Gabbro
-  Ophiolitic melange
-  Peridotite













Rocce vulcaniche

-  Andesti
-  Basalto
-  Basalto, spilito andesite
-  Dacite
-  Dacitoid andesites
-  Dacitoid andesites with kaolinization
-  Dacitoid andesites with silicification
-  Diabase
-  Hisarligdag Volcanics
-  Riolite
-  Tufts
-  Undifferentiated volcanic rocks (sedimentary rocks in places)
-  Volcanic and sedimentary rocks
-  Volcanic member
-  Volcanic tufts
-  Volcanic tufts silicified











Rocce plutoniche

-  Granitoidi
-  Metagranito



Miocene

-  Anafarta member
-  Bayraktepe member
-  Carnakdere Formation
-  Canakkale Formation
-  Continental clastic rocks
-  Ergene group
-  Gazhanedera member
-  Gray clays
-  Marine Neogene of coastal facies
-  Marine Neogene of coastal facies with limestones
-  Undifferentiated continental clastic rocks
-  Undifferentiated continental rocks

Rocce metamorfiche

-  Amphibolitic and chloritic schists
-  Contatto metamorfico
-  Gabbro-microgabbro, metamorphosed and schistosed
-  Gneiss
-  Gneiss, schist
-  Marble
-  Metabasic rocks, amphibolite etc.
-  Schist, phyllite, marble, metabasic rocks etc.
-  Schists
-  Undifferentiated gneiss, schist, metagranite, migmatite, amphibolite














Triassico-Istanbul

-  Carbonate and clastic rocks
-  Clastic and carbonate rocks (blocks and volcanic rocks in places)

Giurassico-Istanbul

-  Carbonate clastic rocks
-  Neritic limestones

Quaternario

-  Alluvioni
-  Coastal deposits
-  Eluvial mantle
-  Fluvial Terrace
-  Landslide
-  Lower stage of the lower terrace system
-  Lower terrace system
-  Marine terrace
-  Recent torrential deposits
-  Scree
-  Slope debris
-  Torrential deposits
-  Upper terrace system