



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DELLA CALABRIA

Dottorato di ricerca in Scienze della Terra XXV ciclo

Scuola di Dottorato "Archimede" in Scienze, Comunicazione e Tecnologie

*SETTORE SCIENTIFICO DISCIPLINARE
GEO/07 PETROGRAFIA E PETROLOGIA*

TESI DOTTORATO

**Genesi ed evoluzione del magmatismo basico nelle
successioni carbonatiche triassiche nel Complesso Alpujarride
(Cordigliera Betica) e nelle Unità Appenniniche della Calabria
settentrionale**

Tutors

Prof. Eugenio Piluso
Prof Iván Martín-Rojas

Dottoranda

Gilda Matrangolo

Co-tutor

Dott.ssa Francesca Liberi

Indice

Riassunto	4
Abstract	7
Introduzione	9
CAPITOLO 1	
Inquadramento geologico della Cordigliera Betica	11
1.1 Suddivisione in unità geologiche	12
1.2 Evoluzione paleogeografica	13
1.3 Zone Interne Betiche	17
1.4 Complesso Alpujárride	18
1.5 Successioni litologiche, petrografia e stratigrafia	18
1.6 Struttura e distribuzione del Complesso Alpujárride	22
1.7 Evoluzione tettonometamorfica	23
CAPITOLO 2	
Geologia ed evoluzione dell'Appennino meridionale	25
2.1 L'Unità di Lungro-Verbicaro: stratigrafia	32
2.2 Implicazioni paleotettoniche	35
CAPITOLO 3	
Geologia di terreno	39
3.1 Complesso Alpujárride	42
3.2 Calabria settentrionale	71
3.3 Sintesi delle osservazioni di terreno	79
CAPITOLO 4	
Petrografia	82
4.1 Complesso Alpujárride	82
4.2 Unità di Lungro-Verbicaro	90
CAPITOLO 5	
Petrologia di fase	101
5.1 Complesso Alpujárride	101
5.1.1-Feldspati	101
5.1.2-Clinopirosseni	102
5.1.3-Anfiboli	104

5.1.4-Epidoti	106
5.1.5-Clinopiroseni	108
5.2 Calabria settentrionale	109
5.2.1-Clinopiroseni	109
5.2.2-Anfiboli	111

CAPITOLO 6

Geochimica	114
6.1 Geochimica dei campioni del Complesso Alpujárride	114
6.2 Geochimica dei campioni della Calabria settentrionale	130

CAPITOLO 7

Discussioni	150
--------------------	-----

CAPITOLO 8

Conclusioni	154
--------------------	-----

Bibliografia	156
---------------------	-----

Riassunto

L'estensione permo-mesozoica è uno dei processi geologici meglio rappresentati alla scala del Mediterraneo occidentale. La continuità di affioramento delle successioni pelagiche e di piattaforma di età triassica può essere seguita dalle catene Dinarico-Elleniche fino alla Cordigliera Betica. In questo contesto caratterizzato da chiare evidenze di tettonica estensionale, a luoghi, si osserva attività magmatica a composizione basica.

Successioni carbonatiche con intrusioni di rocce basiche affiorano nel Complesso Alpujarride (settore centro orientale della Cordigliera Betica, Spagna) e nell'Unità di Lungro-Verbicaro nella Calabria settentrionale.

Le zone studiate sono rappresentate nella seguente immagine satellitare:

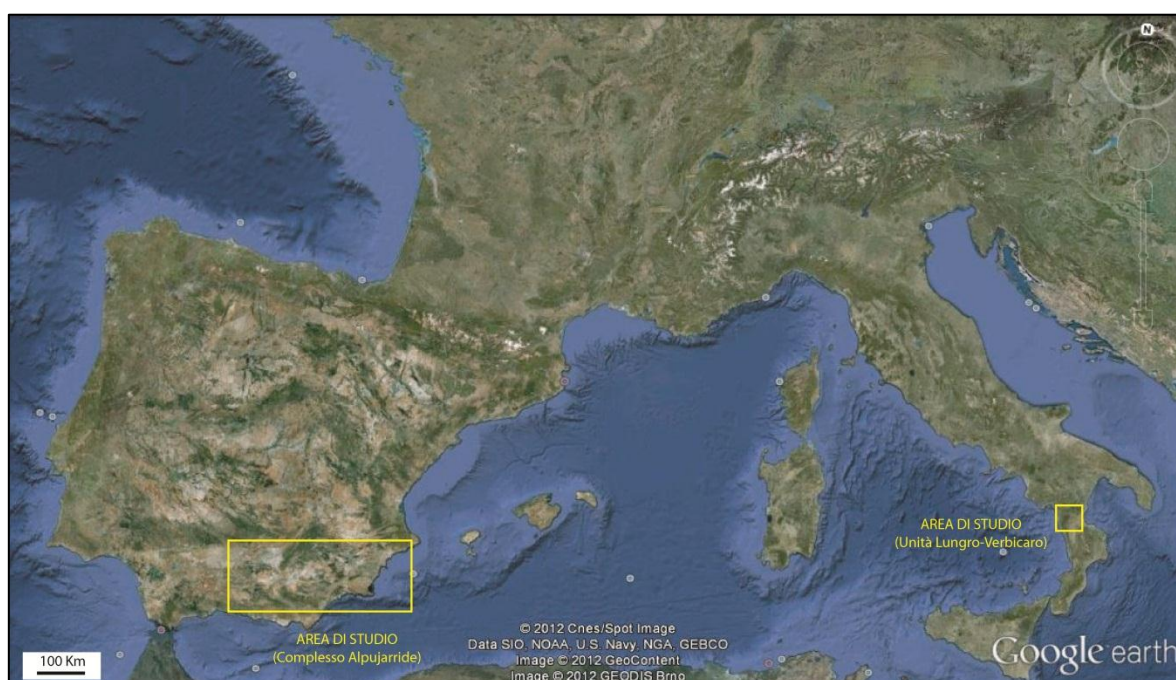


Fig. 1: Localizzazione delle aree di studio

La Cordigliera Betica è un importante elemento montuoso che occupa la zona a S e a SE della Penisola Iberica e viene suddivisa in tre grandi unità

geologiche: Zone Esterne Betiche, Complesso del Campo di Gibilterra e Zone Interne Betiche, che comprendono diverse unità tettonostratigrafiche, derivanti da domini paleogeografici preesistenti, sviluppatasi nel Mesozoico a causa della rottura del supercontinente Pangea.

Le Unità di Piattaforma Carbonatica del Mesozoico-Cenozoico che affiorano nella Calabria settentrionale, in accordo con Iannace *et al.*, 2007, possono essere raggruppate in tre unità tettoniche: Unità di Lungro-Verbicaro, Unità di Cetraro e Unità di Pollino-Ciagola. L'Unità di Lungro-Verbicaro è una spessa successione affetta da metamorfismo di HP/LT che include, per la maggior parte del Triassico medio, filladi e metareniti con intercalazioni di carbonati. Le rocce basiche affiorano come un piccolo complesso intrusivo nelle filladi anisiche e nella formazione carbonatica del Ladinico-Carnico dell'Unità di Lungro-Verbicaro.

La scelta di queste due aree è stata effettuata poiché le rocce che vi affiorano documentano i processi geodinamici nel Mesozoico a partire dall'apertura della Tetide.

Lo scopo del presente lavoro è stato quello di ottenere, attraverso lo studio di questi corpi magmatici basici, una migliore interpretazione della tettonica estensionale e la presenza di una eventuale sovraimpronta di metamorfismo idrotermale. Quest'ultimo processo è infatti testimoniato dalla presenza di importanti mineralizzazioni ben osservabili alla mesoscala negli affioramenti del Complesso Alpujárride, legati al metamorfismo idrotermale che ha interessato la zona betica.

I corpi basici studiati sono stati interessati da una caratterizzazione petrologica e geochemica. L'interesse per queste due aree ha portato alla determinazione della sorgente che li ha generati.

Nelle rispettive aree, il lavoro è stato svolto secondo un approccio multidisciplinare caratterizzato da una prima fase di rilevamento geologico (con l'ausilio di foto aeree per la zona betica) per la comprensione dei rapporti tra le rocce basiche e i livelli nei quali sono presenti queste intrusioni.

Le successive analisi di laboratorio sono state eseguite tramite caratterizzazione petrografica, petrologica e geochimica dei campioni. Le osservazioni petrografiche sono state effettuate attraverso lo studio di sezioni sottili al microscopio ottico a luce polarizzata per la determinazione dei litotipi, al SEM e alla microsonda elettronica; le analisi geochimiche tramite fluorescenza a raggi X (XRF) per la determinazione chimica qualitativa e quantitativa degli elementi chimici presenti nelle rocce. I risultati delle analisi geochimiche sono stati poi elaborati utilizzando diagrammi classificativi e discriminanti.

Abstract

Permo-Mesozoic extension represents one of the most noticeable geological processes in the western Mediterranean. Triassic sedimentary sequences observed along the Dinaride-Hellenide orogenic belts and in Betic Cordillera are locally related with a basic magmatism in an extensional tectonic setting.

Carbonates sequences which include basic rocks can be observed in the Alpujarride Complex (central-eastern Betic Cordillera, Spain) and in the Lungro-Verbicaro Unit (northern Calabria).

Betic Cordillera represents an important orogenic belt sited in the southern and southeastern side of the Iberian Peninsula and it is commonly divided into three main geological units: the Betic External Zone, Campo de Gibraltar Complex and the Betic Internal Zone, which include various tectonostratigraphic units arising from previous paleogeographical domains developed during the Mesozoic, as a consequence of the break-up of the Pangaea supercontinent.

According to Iannace *et al.* (2007), the Meso-Cenozoic carbonates sequences outcropping in northern Calabria can be grouped into three tectonic units: the Lungro-Verbicaro Unit, the Cetraro Unit and the Pollino-Ciagola Unit. The Lungro-Verbicaro Unit is represented by a thick sedimentary succession affected by HP-LT metamorphism and consisting of phyllites and metarenites with carbonate intercalations in its lowermost part of Middle Triassic. Basic rocks can be found as a small intrusive complex within the Anisian phyllites and the Ladinian-Carnian carbonates of the Lungro-Verbicaro Unit.

As Mesozoic geodynamic processes, since the opening of the Tethys, are recorded in the above rocks, the attention was focused on these two areas.

The aim of this research was to study these basic magmatic rocks in order to obtain a better interpretation of the extensional tectonic process and to recognize a possible hydrothermal metamorphic overprint. In fact, the latter process is

suggested by significant mineralizations observed in the outcrops of the Alpujarride Complex, due to the activity of a hydrothermal metamorphism in the Betic area.

Basic rocks were characterized from a petrological and geochemical standpoint with the purpose of determining the characteristics of their source.

A multidisciplinary approach was followed in both areas. Firstly, a field geology work (with the addition of photo-geological analyses for the Betic area) was performed to constrain relationships between basic rocks and wall rocks. Secondly, laboratory analyses were carried out in order to determine petrographic, petrological and geochemical characteristics of study samples. Petrographic analyses were performed using both the optical and scanning electron microscopy techniques, whereas petrological data were obtained by the electron microprobe. Lastly, geochemical composition of study rocks was characterized by X-ray fluorescence spectroscopy (XRF), and the obtained data were processed using suitable diagrams.

Introduzione

In letteratura sono note intrusioni basiche nelle successioni mesozoiche delle Unità interne del Complesso Alpujarride in Cordigliera Betica (Spagna meridionale) e nelle Unità “appenniniche” in Calabria settentrionale. L’attuale stato dell’arte sulla conoscenza di queste intrusioni è molto confuso, soprattutto per quanto riguarda l’età delle rocce basiche che intrudono in queste successioni mesozoiche nelle Unità interne delle catene perimediteranee.

La bibliografia che riguarda le intrusioni basiche del Complesso Alpujarride è limitata a pochi contributi che riguardano tre aree: Sierra de Enmedio, Sierra de Carrascoy e Sierra de Almagro. La maggior parte della bibliografia consultata si riferisce infatti alle intrusioni delle Zone Esterne Betiche e a quelle del Complesso Nevado-Filabride. Nel lavoro di Puga e Torres Roldan (1989) le analisi petrologiche e geochimiche effettuate su campioni provenienti da Sierra de Enmedio e Sierra de Carrascoy suggeriscono che i campioni mostrano un carattere subcalalino e la datazione K-Ar mostra un’età Triassico superiore-Giurassico medio. Sánchez-Vizcaíno *et al.*, (1991) hanno studiato i *sills* che intrudono a diversi livelli stratigrafici in una sequenza permo-triassica di Sierra de Almagro. I campioni analizzati mostrano anch’essi un carattere subcalalino e messa in posto in un ambiente intracontinentale. Le intrusioni basiche di Sierra de Carrascoy in Arana *et al.*, (1983) sono state studiate da un punto di vista petrografico e sono state descritte come rocce basiche, con struttura ofitica e sovraimpronta metamorfica, intruse in sequenze carbonatiche triassiche. Successivamente queste rocce sarebbero state caratterizzate da processi metasomatici locali, come testimonia la presenza di malachite e siderite.

Nelle successioni carbonatiche della Calabria settentrionale, Quitzow (1935) fu il primo a descrivere le rocce basiche distinguendone due cicli: le ofioliti *sensu strictu* associate al *flysch* e le “limburgiti” associate a depositi carbonatici. A queste

ultime assegnò un'età di messa in posto eocenica. Un'età più recente è quella attribuita da Selli (1957, 1962) all'Oligocene superiore-Miocene inferiore. Nel lavoro di Grandjacquet & Grandjacquet (1962) queste intrusioni vengono descritte come rocce basiche che attraversano la Formazione dei Calcari con Selce datata Lias-Dogger da Damiani (1970). In Dietrich e Scandone (1972), l'età del vulcanismo basico, sulla base di evidenze stratigrafiche, è datata al Maastrichtiano-Paleocene. Questo vulcanismo "limburgitico", viene connesso, da Pierattini *et al.*, (1975), ad una fase tettonica distensiva di età maastrichtiana. Le intrusioni basiche che attraversano i livelli filladici Anisico-Ladinico dell'Unità di San Donato furono studiate da Macciotta *et al.*, (1986) e furono classificate come rocce triassiche di origine basaltica e datate ad un generico Trias. Recentemente nello stesso quadro interpretativo ci sono i dati ottenuti dal lavoro di Barca *et al.*, (2010). Ietto e Barilaro (1993) collocano le intrusioni basiche all'interno di metapeliti, metareniti e metacarbonati triassici.

Nel lavoro di Iannace *et al.*, (2007) sono state descritte due tipi differenti di intrusioni: i metabasalti e le lave a pillow, queste ultime intruderebbero nella Formazione di Serra del Bonangelo datata Lias-Dogger, mentre le metabasiti sono state osservate come intrusioni nelle filladi anisiche affioranti a SW del centro abitato di Acquafredda e nei metacalcari presso San Donato di Ninea.

1 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLA CORDIGLIERA BETICA

La Cordigliera Betica costituisce la grande catena orogenica che si estende a S e a SE della Penisola Iberica. Include i rilievi situati a Sud del fiume Guadalquivir e quelli che si estendono verso ENE nella provincia di Albacete, Murcia e la zona meridionale della Comunità Valenciana. A nord confina con il Massiccio Iberico e con la Cordigliera Iberica e si prolunga al di sotto del Mediterraneo occidentale per congiungersi con altri domini alpini: il Rif nordafricano e le Baleari. Per cui, la maggior parte del Golfo di Cádiz, del Mare di Alboran e la parte del Mediterraneo delle coste di Valencia e Murcia sono da considerarsi porzioni sommerse della catena. Le Baleari costituiscono il prolungamento verso ENE della catena poiché la loro struttura tettonica è molto simile in entrambe le aree (Vera, 2004 e ref.citate) (fig. 1.1).

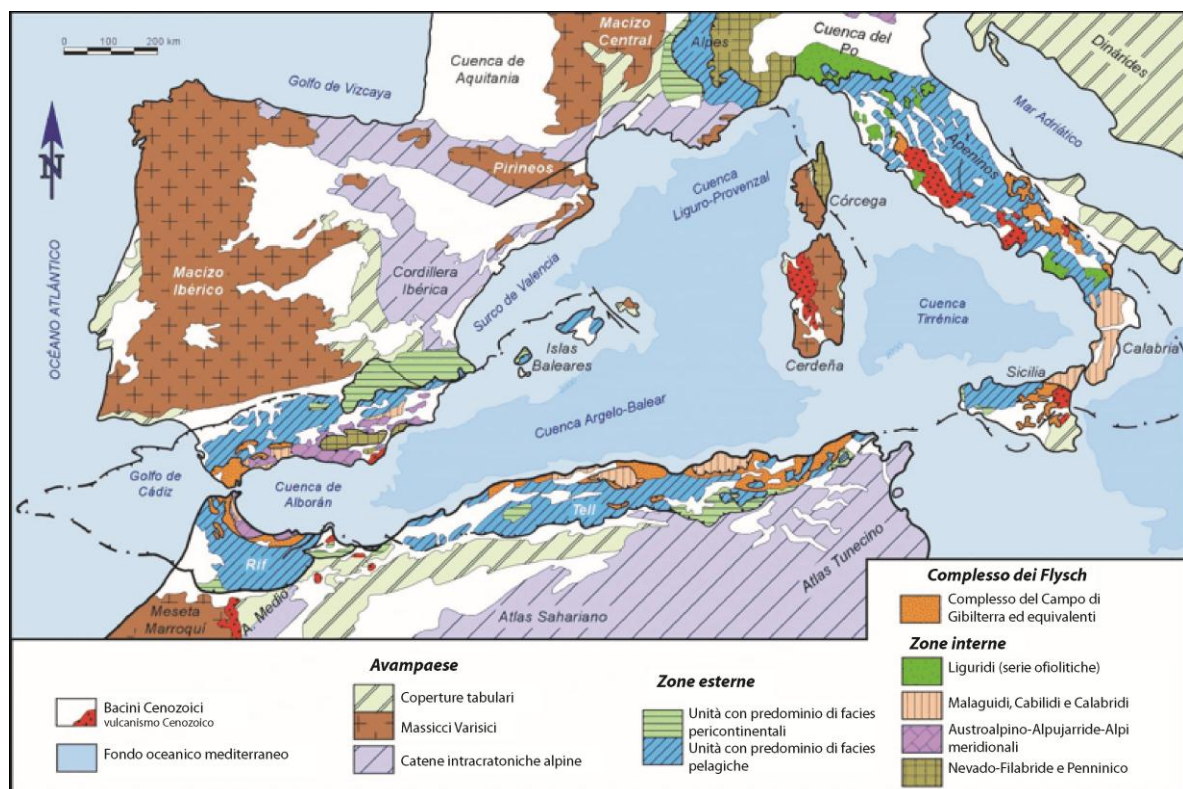


Fig. 1.1: Mappa geologica dell'Orogene Alpino Perimediterraneo (Vera J.A. et al., 2004, modificato)

1.1. Suddivisione in unità geologiche

All'interno della Cordigliera Betica, si distinguono una Zona Interna (**Zone Interne Betiche**) e una Zona Esterna (**Zone Esterne Betiche**). Queste, assieme al **Complesso del Campo di Gibilterra** costituiscono i domini betici principali. Tutte le zone sono costituite da unità tettoniche alloctone, cioè formate da terreni spostati dal loro dominio paleogeografico e il loro grado di alloctonia diminuisce verso le aree tettonicamente più esterne (vicino a quelle di avampaese).

Le **Zone Esterne Betiche** affiorano a S e a SE del Massiccio Iberico e della valle del Fiume Guadalquivir, dal Golfo di Cádiz fino alla provincia di Alicante. Corrispondono al paleomargine meridionale e in parte a quello orientale della placca Iberica tra la fine del Mesozoico e l'inizio del Cenozoico. Le zone esterne vengono suddivise in due grandi domini tettonostratigrafici: il Prebético e il Subbético. Entrambi sono formati da successioni di rocce sedimentarie di età compresa fra il Triassico e il Miocene. Sono rocce molto deformate, ma debolmente affette da metamorfismo alpino.

Il Prebético comprende unità para-autoctone che affiorano nel settore orientale della Cordigliera, il Subbético invece si accavalla sul Prebético e affiora a S di questo e a N delle Zone Interne e la sua struttura appare molto complessa. Le unità tettoniche delle Baleari, a nord di Ibiza, sono costituite da successioni giurassiche con notevoli affinità subbéticas e prebéticas.

Il **Complesso del Campo di Gibilterra** affiora nelle province di Cádiz e di Málaga con affioramenti molto tettonizzati che possono essere seguiti fino alla provincia di Murcia, terreni equivalenti sono presenti anche nel Nord Africa. Le unità di questo complesso sono formate da coperture sedimentarie meso-cenozoiche scollate dal substrato originario e non affette da metamorfismo alpino, proprio per questo alcuni autori tendono a includerle nelle Zone Esterne.

Le **Zone Interne Betiche** affiorano da Estepona fino alla regione di Cartagena e rappresentano la parte più deformata di tutto l'orogene. Sono

costituite da una pila antiforme di unità tettoniche sovrapposte, che dal basso verso l'alto sono suddivise in tre Complessi: **Nevadofilábride**, **Alpujárride** e **Maláguide** (Vera, 2004 e ref.citate) (fig. 1.2).

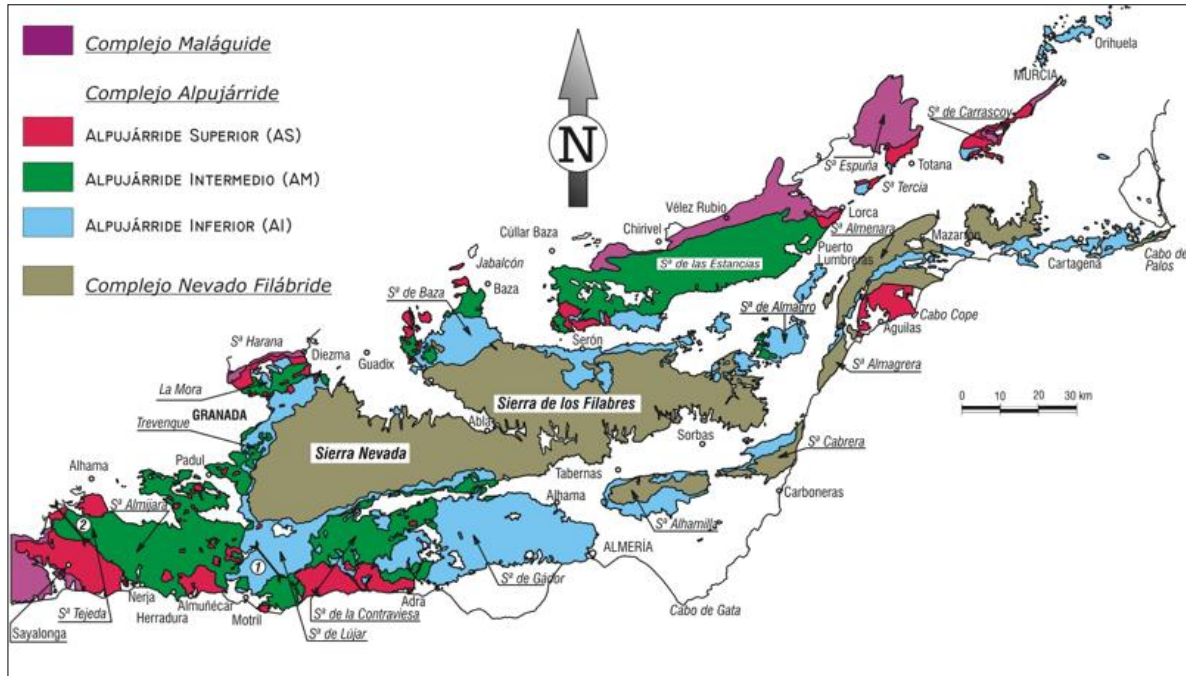


Fig. 1.2: *Suddivisione dei tre Complessi (elaborata da Aldaya et al., 1979 & Sanz de Galdeano, 1997)*

A differenza delle Zone Esterne e del Complesso del Campo di Gibilterra, nelle Zone Interne i terreni del basamento pre-mesozoico (crosta continentale superiore formatasi nel Paleozoico o nel Precambrico) e le successioni sedimentarie di copertura sono affette da metamorfismo alpino e polifasico, infatti nei basamenti di alcune unità del Nevadofilábride e dell'Alpujárride sono preservate tracce di magmatismo, metamorfismo e orogenesi pre-alpina (Vera, 2004 e ref.citate).

1.2. Evoluzione paleogeografica

La differenziazione paleogeografica (fig. 1.3) tra le Zone Interne Betiche e le Zone Esterne Betiche risale al Triassico, mentre la formazione, fra le due unità geologiche, del Campo di Gibilterra si riconosce dal Giurassico medio-superiore.

L'Orogenesi Varisica portò alla collisione continentale tra Laurasia e Gondwana e quindi alla formazione del supercontinente Pangea. I terreni paleozoici più antichi presenti nella penisola Iberica si formarono ad una paleolatitudine equatoriale ad occidente della paleoTetide.

Dopo gli eventi paleozoici, l'evoluzione paleogeografica mesozoica dei domini betici è stata caratterizzata da una tettonica distensiva legata alla cinematica delle placche litosferiche formatesi dalla rottura del Pangea (Vera, 2004 e ref.citate).

Le fasi di *rifting* del supercontinente Pangea iniziarono già alla fine del **Permiano superiore** (260 - 251 Ma) con l'inizio del ciclo alpino. Questi eventi determinarono un assottigliamento crostale e l'apertura di bacini sedimentari a S e a SE del Massiccio Iberico. Questi bacini iniziarono ad essere alimentati da sedimenti di natura silicoclastica di età triassica.

Dopo il *rifting* del **Permiano superiore-Triassico inferiore** (260 – 245 Ma), che interessò tutta la Penisola Iberica e le regioni limitrofe, si sviluppò un primo periodo di subsidenza termica che generò un aumento dell'area di sedimentazione continentale di tutti i futuri domini betici.

Nel **Triassico medio** (245 - 228 Ma) la frammentazione continentale continuò ad essere molto attiva nei settori delle future Zone Interne Betiche e determinò lo sviluppo di un vulcanismo basico e di una importante subsidenza. Inoltre nelle regioni più orientali si passava ad un ambiente francamente marino con una potente sedimentazione di piattaforma carbonatica sommersa e *facies* tipicamente alpine: la Piattaforma Alpujarride-Rondaide. Questa Piattaforma si collegava alla parte più a N della Placca Mesomediterranea (o Dominio Subsardo) che rappresentava un *terrain* di crosta continentale sviluppatosi nella zona situata tra Iberia, Adria e Africa (Vera, 2004 e ref.citate).

Nel **Triassico medio-superiore** (228 - 199 Ma) la Piattaforma Alpujarride-Rondaide costituiva un braccio di mare sommerso che si prolungava verso ENE nelle piattaforme carbonatiche triassiche appenninico-alpine e separava due domini: uno alimentato da N e da NW, che costituiva il bordo sud orientale di

Iberia e l'altro che coincideva con il Dominio Maláguide e costituiva un'area di sedimentazione continentale.

Al passaggio **Triassico-Giurassico** (~199 Ma) la Piattaforma Alpujárride-Rondaide si fratturò e si trasformò in una zona pelagica con morfologia a gradini: il Paleomargine Rondaide. In questo Paleomargine si distinguevano una piattaforma del Continente Mesomediterraneo in posizione prossimale, il Dominio Maláguide e un bacino in posizione distale situato a NW.

Dal **Giurassico inferiore** (199 – 175Ma) la Placca Mesomediterranea fu limitata da margini continentali che passavano a bacini oceanici profondi, i Domini dei Flyschs. Le Unità Frontali, le Zone Interne Betiche e le catene del Rif del Nord-Africa derivano tutte dal margine continentale situato a NW della Placca Mesomediterranea, cioè dal Paleomargine Rondaide.

Nell'intervallo di tempo compreso fra il **Giurassico medio-Oligocene** (175 – 23 Ma), il Paleomargine Rondaide e il Dominio Maláguide ricevettero scarsi apporti sedimentari. Ciò fu dovuto al fatto che il Paleomargine Rondaide rimase isolato dal Paleomargine Sudibérico a causa della presenza dei Domini dei Flysch.

Tutti questi domini che si formarono nel Mesozoico, furono distrutti a partire dal Cenozoico e furono incorporati nell'Orogene Alpino che si stava formando dall'avvicinamento tra la placca europea e quella africana e la collisione con la Placca Mesomediterranea situata tra le due.

Tra il **Cretacico-Paleocene** (145 – 55 Ma) i settori settentrionali della Placca Mesomediterranea (che comprendeva le Unità Superiori del Complesso Nevadofilábride e del Complesso Alpujárride e altri terreni situati più ad est nell'attuale Calabria e nella Corsica alpina) furono intensamente deformati e sottoposti a metamorfismo alpino a causa della subduzione sotto di essi di crosta oceanica che costituiva la parte sud occidentale dell'oceano ligure-piemontese. In seguito a questi eventi si formò l'orogene alpino e il microcontinente **AlKaPeCa** (acronimo di Alboran, Kabilia, Peloritani, Calabria: Bouillin *et al.*, 1986; Guerrera *et al.*, 1993).

Alla fine del **Miocene inferiore** (~5 Ma) si sviluppò la collisione tra il blocco AlKaPeCa e i margini delle grandi placche adiacenti. Come conseguenza di ciò, la crosta inspessì durante l'evoluzione orogenica, venne interessata da una estensione tettonica post-orogenica, con conseguente stiramento e assottigliamento. Questi eventi determinarono lo smembramento di AlKaPeCa in vari frammenti con dispersione centrifuga e l'apertura del bacino del Mediterraneo Occidentale (Vera, 2004 e ref.citate).

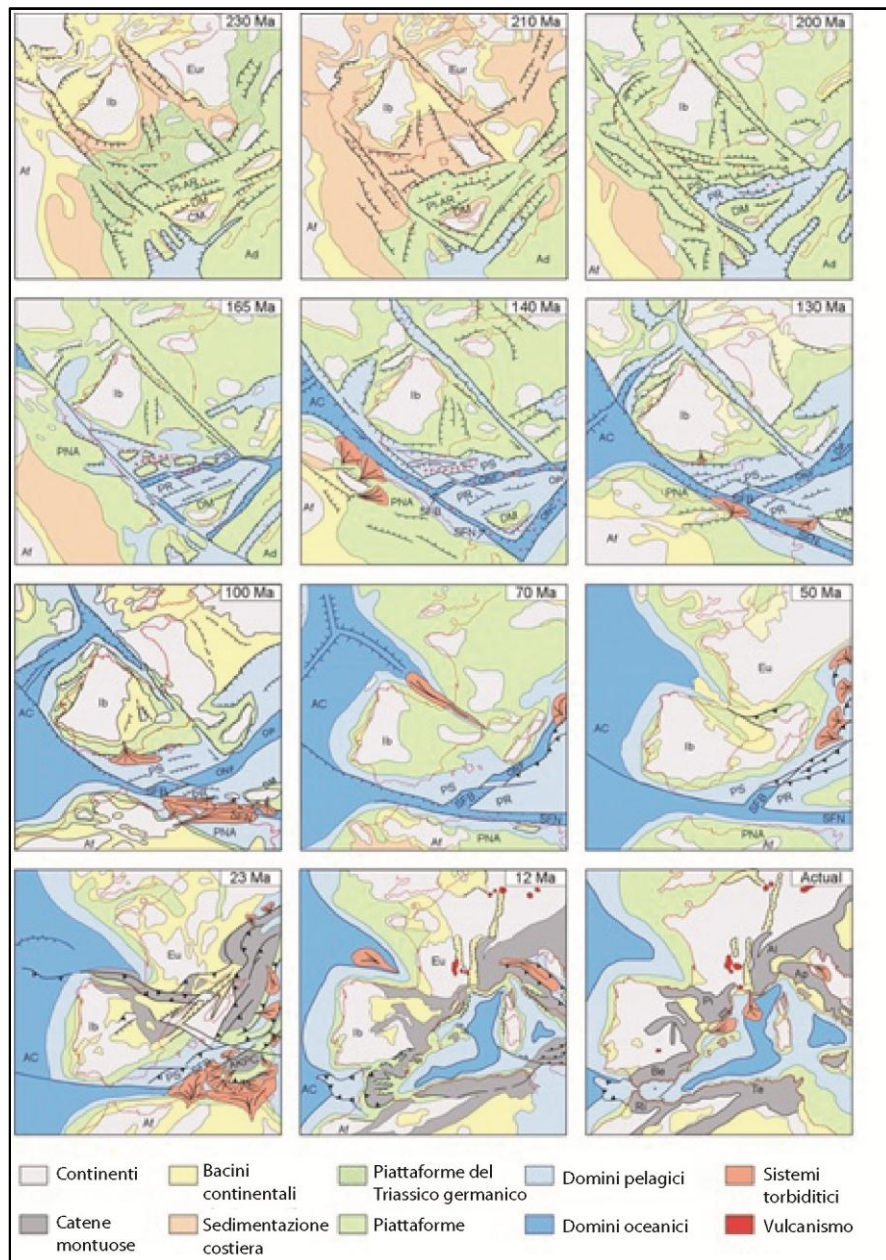


Fig. 1.3: Evoluzione paleogeografica della Cordigliera Betica dal Trias all'Attuale. **AC:** Atlantico Centrale; **Ad:** Adria; **Af:** Africa; **AKPC:** AlKaPeCa; **Al:** Alpi; **Ap:** Appennini; **Be:** Betica; **DM:** Dominio

Malaguide; Eur: Europa; Ib: Iberia; ONC: Oceano Nord Calabrese; PLAR: Piattaforma Alpujárride-Rondaide; PR: Paleomargine Sudiberico; PNA: Paleomargine Nordafricano; Pi: Pirenei; Ri: Rìf; SFN: Bacino del Flysch Nordafricano; SFB: Bacino del Flysch betico; Te: Tell (modificato da De Ziegler, 1999 per Martín-Algarra A., O'Dogherty L. e Vera J.A., 2004, modificato)

1.3. Zone Interne Betiche

Le Zone Interne Betiche sono costituite da una pila antiforale di unità tettoniche sovrapposte, ricoperte da sedimenti marini trasgressivi e discordanti del Burdigaliano inferiore (Gruppo Viñuela), che furono caratterizzate da una tettonica estensionale contemporanea alle fasi finali del metamorfismo alpino e alla deformazione post-collisionale dopo il Burdigaliano (Vera, 2004 e ref. citate).

Queste Zone Interne Betiche differiscono dalle Zone Esterne e dal Complesso del Campo di Gíbilterra per i seguenti motivi:

- 1) presentano una deformazione più intensa;
- 2) includono al loro interno il basamento pre-mesozoico;
- 3) esistenza di metamorfismo alpino;
- 4) differenze nelle facies sedimentarie triassiche.

Non tutti questi elementi distintivi si osservano sempre e nello stesso modo nelle varie unità.

Le rocce dei Complessi Nevadofilábride e Alpujárride sono state interessate da un metamorfismo polifasico e presentano una evoluzione strutturale complessa. Questi effetti sono documentati a scala litosferica con il coinvolgimento di volumi di mantello subcontinentale (Massiccio della Ronda) e la loro intensità è variabile mostrando una distribuzione spaziale disomogenea.

1.4. Complesso Alpujárride

La denominazione Complesso Alpujárride si diffuse con Egeler e Simon (1969). Questo complesso è il più esteso delle Zone Interne, infatti affiora per una lunghezza di circa 400 Km.

Le rocce del Complesso Alpujárride hanno subito un metamorfismo di basso grado e nella pila di unità tettoniche sovrapposte occupano la posizione intermedia. Il Complesso Alpujárride si sovrappone al Complesso Nevadofilábride nel settore centro-orientale, è ricoperto dal Complesso Maláguide.

Sono molte le divergenze che sussistono per quanto riguarda la distribuzione e la nomenclatura delle unità di questo complesso, però esiste accordo sulla sua suddivisione in *Alpujárride Inferiore, Intermedio e Superiore* (Aldaya *et al.*, 1979; Junta de Andalucía, 1985; Martín-Algarra, 1987; Tubía *et al.*, 1992a; Sanz de Galdeano, 1997; Azañon *et al.*, 2002).

1.5. Successioni litologiche, petrografia e stratigrafia

Del Complesso Alpujárride può essere descritta una successione tipo che tuttavia raramente si presenta completa.

Si distinguono tre unità litostratigrafiche principali (De Vries & Zwaan, 1967; Fontboté, 1986) (fig. 1.4):

1. una zona inferiore di età Paleozoica, o ancora più antica, di scisti scuri e quarziti impure con livelli di gneiss;
2. una zona intermedia di metapeliti povere in (o senza) grafite di colori chiari dal verde, all'azzurro, al violetto, con livelli di quarziti, carbonati e gessi, probabilmente di età Permiano-Triassico;
3. una unità superiore carbonatica datata al Trias; questi carbonati sono parzialmente o totalmente trasformati in marmi.

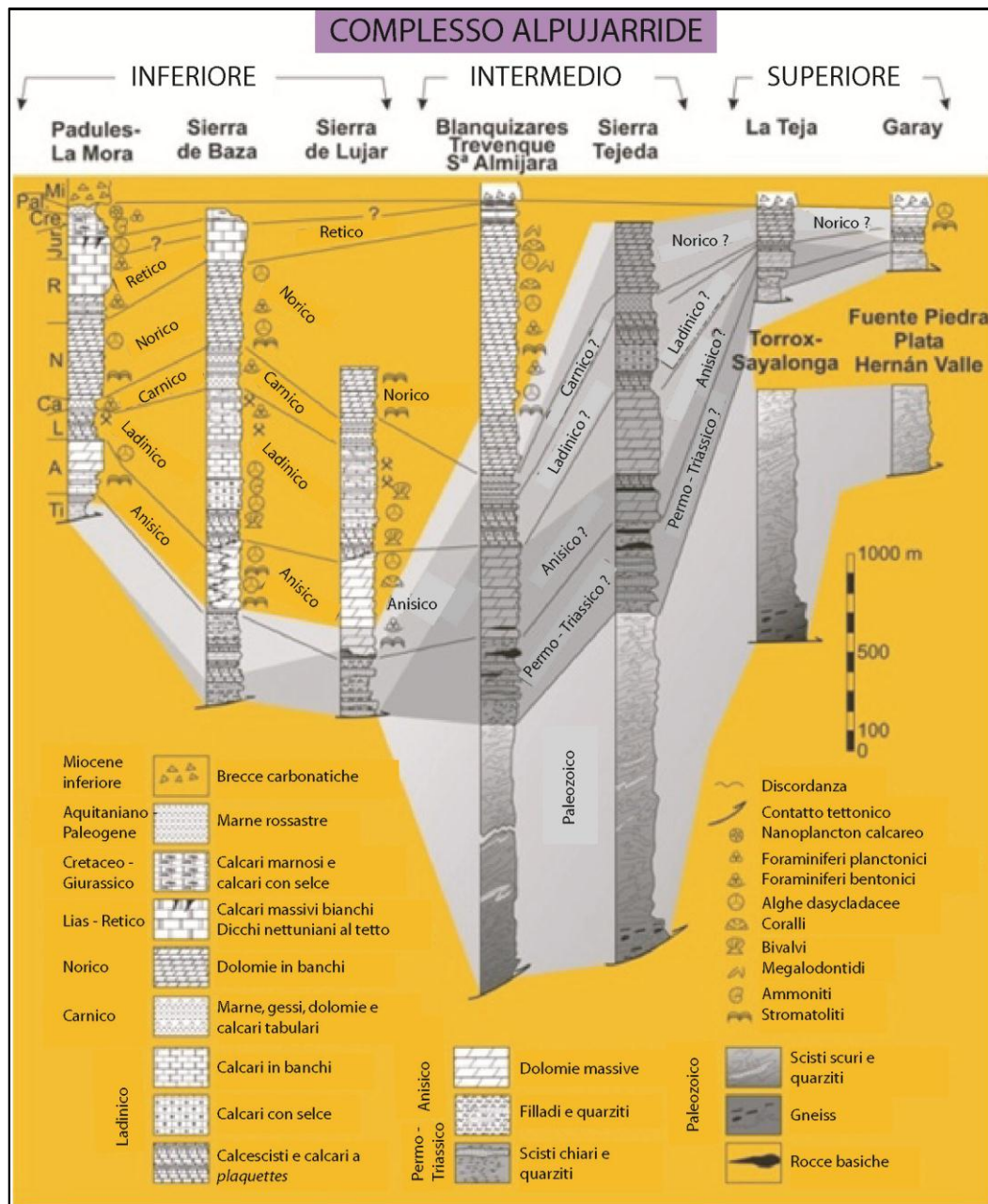


Fig. 1.4: Stratigrafia del Complesso Alpujarride (elaborata da Delgado et al., 1981; Braga y Martín, 1987b; López-López et al., 1988; Sanz de Galdeano et al., 1995a, b, c; (Vera J.A., 2004), modificato

Il grado metamorfico che ha interessato tutti i livelli delle successioni Alpujarridi è variabile, tuttavia è stato constatato che in ogni unità il grado metamorfico aumenta verso la base. Le zoneografie mineralogiche appaiono sub-parallele ai limiti litologici tra le unità e alla foliazione principale, ancora i livelli stratigrafici equivalenti di unità distinte presentano condizioni di P e T differenti (Loomis, 1972; Torres-Roldán, 1981a,b; Azañon et al., 1998, 2002).

La successione paleozoica è formata da scisti grafitici scuri e da quarziti alla cui base sono presenti gneiss e migmatiti. Verso l'alto diminuisce sia il grado metamorfico che il contenuto in grafite, per cui la successione passa a litotipi con grana più fine e a colori più chiari sul grigio. Queste rocce affiorano diffusamente, la successione più potente si ha nell'Alpujárride Superiore e più precisamente nel settore occidentale.

Gli scisti scuri passano verso l'alto a metapeliti di grado più basso nelle cui associazioni mineralogiche si osservano staurolite, granato, andalusite e cloritoide. Negli scisti con staurolite sono conservati relitti di cianite che scompaiono verso l'alto (Torres-Roldán, 1974; Navarro-Vilá & García-Dueñas, 1979; Cuevas, 1988, 1989a; García-Casco, 1993; García-Casco & Torres-Roldán, 1996, 1999; Alonso-Chaves, 1995).

Questi scisti scuri sono caratterizzati da una foliazione S_2 generalmente sub-parallela ai contatti litologici e coeva ad un metamorfismo di medio-alto grado. La foliazione S_2 appare piegata ed è definita dall'isorientazione di quarzo fortemente stirato, lamine di mica chiara e biotite, e nei livelli inferiori compare la sillimanite.

E' stata descritta anche una foliazione precedente, S_1 , che si osserva solo in piccoli domini lenticolari limitati dai piani di foliazione della S_2 (Torres-Roldán, 1974).

Nell'Alpujárride Intermedio, nei settori centrali e occidentali sopra gli scisti scuri sono presenti delle metapeliti con colori grigio chiaro e verde e frequenti livelli quarziticci. Questi hanno un'età Permo-Triassica inferiore e possono anche superare i 500 m di potenza. Verso la parte alta si passa poi a metapeliti di colore più chiaro nelle quali la S_2 è definita da mica bianca, quarzo, clorite, albite, cloritoide, biotite e sillimanite (Azañon & Alonso-Chaves, 1996).

Livelli simili a quelli appena descritti, ma interessati da un metamorfismo di più basso grado, si trovano sia nell'Alpujárride Inferiore che in alcune unità dell'Alpujárride Superiore. Nei settori più orientali, come in Sierra de Enmedio, Sierra de Almagro, Sierra de Carrascoy e Orihuela, si ritrovano invece scisti

muscovitici a grana fine e filladi grigie, azzurre, verdi e violacee. Inoltre sono presenti abbondanti intercalazioni di quarziti, livelli di gesso e, verso l'alto, livelli di calcescisti, dolomie e calcari. Queste rocce passano gradualmente alla successione carbonatica del Triassico e sebbene siano povere di fossili sono state attribuite al Permo-Trias (Fallot, 1948; Simon & Visscher, 1983). In tutte queste successioni dell'Alpujárride Inferiore e Superiore includono abbondanti vene di quarzo stirato nei piani paralleli alla foliazione principale con minerali di alta P e bassa T: Fe-Mg carpholite, aragonite, cianite, cloritoide, muscovite, paragonite, clorite, albite, caolinite e pirofillite (Goffé *et al.*, 1989, 1996; Azañon, 1992, 1994; Azañon *et al.*, 1992, 1995, 1997, 1998, 2002; Azañon & Goffé, 1997).

Le successioni triassiche dell'Alpujárride formano potenti complessi calcareo-dolomitici con intercalazioni di metapeliti e livelli discontinui di gesso e rocce sub-vulcaniche basiche che includono importanti mineralizzazioni di F, Pb, Ag, Zn e, meno frequentemente, di Fe e altri metalli quali Mo e Co (Vera, 2004).

Nell'ambito del Complesso Alpujárride Delgado *et al.*, (1981) distinsero due cicli sedimentari, di carattere trasgressivo-regressivo datati Triassico.

Il primo ciclo sedimentario è il cosiddetto *Ciclo Inferiore* del Triassico medio, ebbe inizio con sedimenti terrigeni, oggi metamorfosati, che si depositarono molto probabilmente in ambiente costiero o continentale. Il deposito continua con calcari micritici e dolomie. Le dolomie presentano facies marine e includono piccole biocostruzioni nella loro parte media e superiore (Martín & Braga, 1987a). Il massimo del carattere trasgressivo si raggiunse nel Ladinico inferiore con calcari micritici e depositi di marne. La successione continua con un potente complesso regressivo di calcari in banchi e intercalazioni dolomitiche. Nella transizione Ladinico-Carnico aumenta il contenuto terrigeno e compaiono quattro livelli dolomitici lenticolari in relazione ai quali si trovano le mineralizzazioni più importanti del Complesso Alpujárride: fluorite, galena e sfalerite (Jacquin, 1970; Ovejero *et al.*, 1975; Arana & Martín, 1975; Martín & Arana, 1976; Ewert, 1976; Martín, 1978, 1980; Gervilla *et al.*, 1985; Fontboté & Amstutz, 1980, 1983; Fontboté, 1981; Martín & Torres-Ruiz, 1982; Fontboté *et*

al., 1983; Torres-Ruiz & Delgado, 1984; Torres-Ruiz *et al.*, 1985; Fontboté & Gorzawski, 1988).

Il secondo ciclo sedimentario è quello denominato *Ciclo Superiore* del Triassico superiore, il quale include livelli argilloso-marnoso-evaporitici del Carnico con importante contenuto terrigeno che evidenziano il massimo della regressione. Al di sopra di questi livelli si ha la presenza di un potente insieme dolomitico del Carnico Superiore-Norico. Questo ciclo termina con livelli aventi influenze pelagiche probabilmente del Retico (Vera, 2004 e ref.citate).

In genere non si riconosce la presenza di una successione post-triassica nell'Alpujárride, ma a N della Sierra Nevada esiste una continuità stratigrafica tra il Triassico medio e superiore Alpujárride e la successione de La Mora. Questa successione inizia con calcari e dolomie del Ladinico superiore sopra la quale si ha un livello più argilloso del Carnico e uno dolomitico del Norico. Al di sopra di questi livelli argillosi sono presenti calcari bianchi in facies di piattaforma carbonatica del Retico-Lias inferiore che costituiscono la maggior parte delle finestre tettoniche de La Mora. Ancora al di sopra di questi calcari bianchi è visibile una superficie erosiva irregolare. Il resto della successione è di spessore ridotto e la ricostruzione è stata possibile grazie alle osservazioni parziali fatte nelle diverse finestre tettoniche (Vera, 2004 e ref. citate).

1.6. Struttura e distribuzione del Complesso Alpujárride

Le unità del Complesso dell'Alpujárride sono separate da contatti fragili post-metamorfici che in molti casi hanno una cinematica estensionale. Tali contatti sono caratterizzati da pieghe tardive con direzione da E-W a NE-SW e da faglie normali e inverse ad alto angolo.

Come risultato dell'evoluzione tettono-metamorfica principale, il Complesso Alpujárride, come già detto prima, è suddiviso in tre grandi unità: Alpujárride Inferiore, Alpujárride Intermedio e Alpujárride Superiore. La distribuzione regionale, le litologie e l'intensità del metamorfismo hanno caratteri molto diversi

in tutte e tre le unità. Infatti il metamorfismo che caratterizza l'Alpujárride Inferiore è di basso grado, mentre quello che contraddistingue l'Alpujárride Intermedio e Superiore è di grado medio-alto sia nelle rocce del Paleozoico che in quelle del Triassico (Westerhof, 1975, 1977; Torres-Roldán, 1974, 1978, 1979a, b, 1981a, b, 1983; Tubía, 1985a, 1988a, b; Tubía & Ibarra, 1991; Tubía *et al.*, 1997).

L'Alpujárride Inferiore affiora solo nel settore centro-orientale al di sopra del Complesso Nevadofilábride. E' caratterizzato da metamorfismo alpino di più basso grado rispetto a tutto il Complesso, sebbene mostri associazioni mineralogiche di alta P. Presenta grande sviluppo nel Triassico medio e, in misura minore, nel Triassico superiore. Nel settore centrale sono presenti due grandi unità: la più importante, quella inferiore, è denominata Lújar-Gádor, quella superiore è denominata Unidad del Escalate a S della Sierra Nevada e Unidad de Quintana in Sierra de Baza.

L'Alpujárride Intermedio affiora in tutta la Cordigliera Betica nel settore occidentale, centrale e meridionale. Le successioni sono state interessate da un metamorfismo di più alto grado rispetto a quelle dell'Alpujárride Inferiore e sono le più complete di tutto il Complesso con un Paleozoico nella zona inferiore e uno sviluppo di carbonati triassici.

L'Alpujárride Superiore affiora nel settore occidentale, raramente è presente copertura triassica. Tranne alcuni affioramenti importanti a E dei monti di Málaga, la presenza dell'Alpujárride Superiore nei settori centro-orientale si riduce a piccoli volumi costituiti da scisti scuri.

1.7. Evoluzione tettonometamorfica

Nelle rocce dell'Alpujárride attribuite al Paleozoico esistono segnali di magmatismo, metamorfismo ed una sovra-impronta alpina (Boullin, 1970; Sánchez-Navas, 1999).

La maggior parte delle datazioni radiometriche forniscono età metamorfiche alpine. Queste età indicano due eventi principali.

Il più antico è caratterizzato da un metamorfismo di basso gradiente (27° C/Km) con alte P e T variabili a seconda delle unità (Torres-Roldán, 1979b, 1981). A questo evento viene attribuita un'età Cretacico superiore-Paleocene-superiore.

Il secondo evento caratterizzato da una fase di decompressione e da un gradiente più alto più alto (60° C/Km) (Torres-Roldán, 1979b, 1981).

Questa fase di alto grado è datata Miocene inferiore, (Platt & Whitehouse, 1999; Priem *et al.*, 1979; Zech *et al.*, 1989, 1992a, b; Monié *et al.*, 1991; Platt *et al.*, 1996, 1998, 2003b; Soto & Platt, 1999; Sánchez-Rodríguez & Gebauer, 2000).

2 – GEOLOGIA ED EVOLUZIONE DELL'APPENNINO MERIDIONALE

La Catena Appenninica rappresenta parte del sistema alpino che si è sviluppato durante la collisione fra la placca africana e quella europea a partire dal tardo Cretacico (Mazzoli & Helman, 1994) (fig. 2.1).

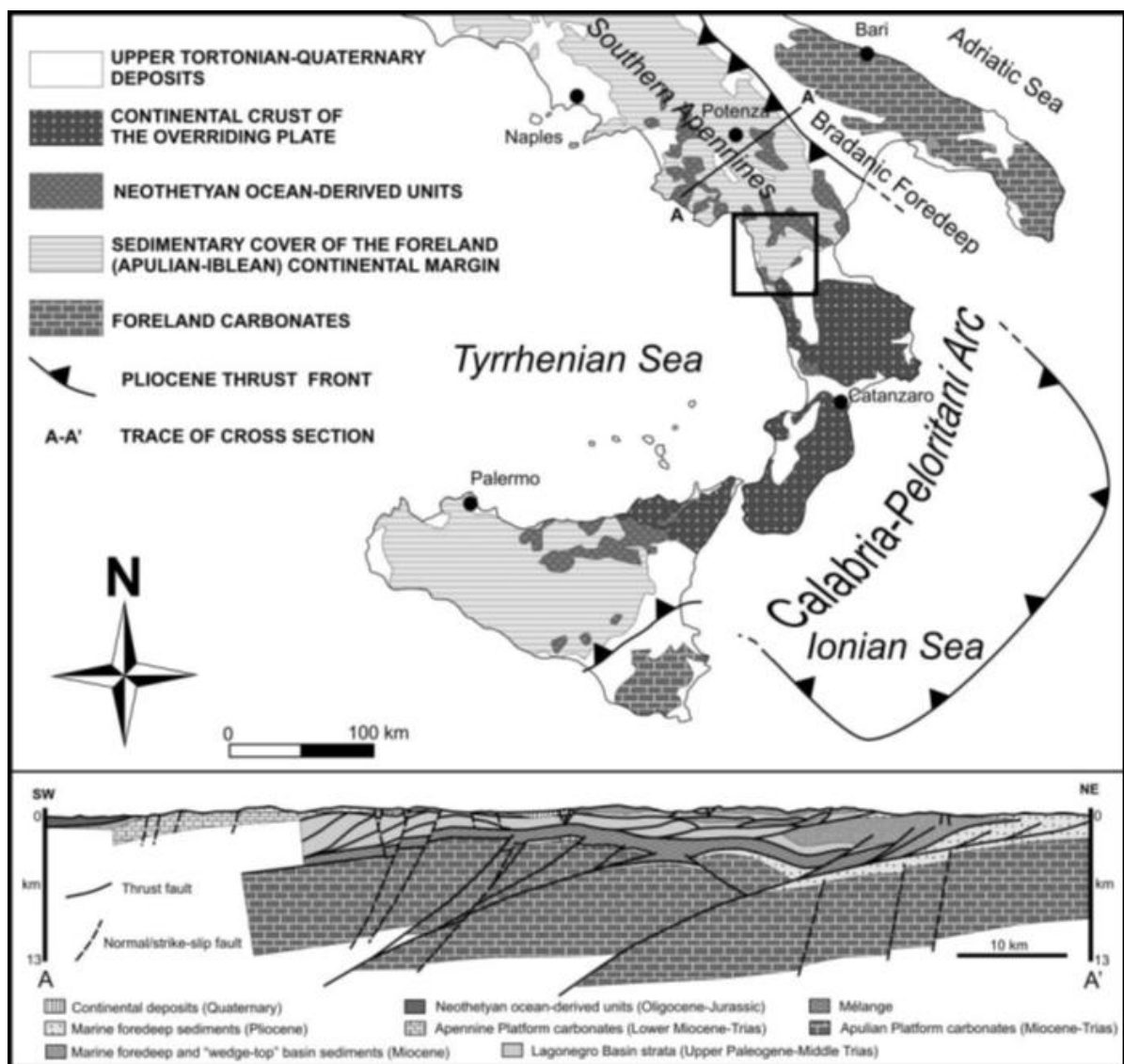


Fig. 2.1: Schema geologico regionale e geodinamico dell'Appennino meridionale (Mazzoli et al., 2000)

Il sistema a pieghe e a *thrust* della Catena Appenninica registra una direzione di trasporto verso est con formazione di depositi torbiditici progressivamente più giovani, sempre verso est, coinvolti nella deformazione del margine continentale di Adria (Marchegiani *et al.*, 1999; Corrado *et al.*, 2002, 2005, 2010; Mazzoli *et al.*, 2005, 2008). Queste caratteristiche sono indicative di una tettonica di tipo accrezionale già dall'Oligocene-Miocene (Iannace *et al.*, 2007 e ref. citate). Il sistema di subduzione che si è sviluppato tra il Cretacico superiore e l'Oligocene è oggetto di dibattito soprattutto per quanto riguarda l'Arco Calabro Peloritano, area che si trova tra l'Appennino meridionale e la Catena Maghrebide Siciliana. La posizione paleogeografica delle coltri cristalline della Calabria rimane un problema aperto nella comunità scientifica, infatti le interpretazioni proposte ipotizzano appartenenze africane (Haccard *et al.*, 1972, Amodio-Morelli *et al.*, 1976; Grandjacquet & Mascle, 1978; Bonardi *et al.*, 1982, 2001), europee (Dietrich, 1988; Boullin *et al.*, 1986; Cello *et al.*, 1996; Jolivet & Faccenna, 2000; Rossetti *et al.*, 2001) o mesomediterranee (Guerrera *et al.*, 1993; Cello *et al.*, 1996; Critelli & Le Pera, 1998; Bonardi *et al.*, 2001; Piluso & Morten, 2004).

Tutti gli autori concordano comunque sul fatto che dal Miocene inferiore è avvenuta la collisione tra il blocco Sardo-Corso-Calabro a ovest e il blocco apulo (o Adria) a est.

L'Appennino meridionale è costituito dalla sovrapposizione tettonica di due elementi strutturali i quali, nel loro insieme, definiscono una struttura a duplex. I due elementi sono separati da un accavallamento regionale (*sole-thrust*), il quale nelle zone frontali della catena si sviluppa al di sopra di sedimenti plio-pleistocenici che ricoprono i carbonati del blocco apulo (Mostardini & Merlini, 1986; Cello *et al.*, 1987, 1989).

L'Arco Calabro Peloritano è caratterizzato da falde di età alpina, formatesi dalla collisione Africa-Europa (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Bonardi *et al.*, 1982; Tortorici, 1982). La forma fortemente arcuata dell'Arco Calabro è dovuta al trasporto tettonico in seguito all'apertura del bacino del Tirreno, a partire dal Neogene (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Sartori, 1990).

L'Arco Calabro Peloritano, risulta differente sia dalla catena appenninica che dalla catena maghrebide: il principale elemento discriminante, rispetto alle catene sopracitate, è costituito dalla presenza predominante di falde di basamento cristallino di origine continentale e di origine oceanica (Bonardi *et al.*, 1982; Tortorici, 1982), che Ogniben (1969) attribuisce, rispettivamente, al Complesso Calabride e al Complesso Liguride.

Le falde cristalline calabridi sono riconducibili ad un margine continentale la cui posizione paleogeografica pre-cretacica è tutt'ora dibattuta. Numerose sono, infatti, le ricostruzioni paleogeografiche e paleotettoniche elaborate e proposte al fine di collocare all'originaria posizione (pre-cretacica) il dominio calabride. Le falde cristalline ofiolitiche sono, invece, considerate derivanti dall'oceano della Neotetide, che si sviluppa a partire dal Triassico separando la Placca europea da quella africana (Guerrera *et al.*, 1993; Spadea, 1994; Cello *et al.*, 1996; Critelli, 1999).

Nelle diverse interpretazioni proposte in letteratura, l'Arco Calabro Peloritano viene considerato come un singolo elemento, in cui si distinguono un settore settentrionale e uno meridionale (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Bonardi *et al.*, 1982; 2001; Tortorici, 1982).

In posizione intermedia, nell'edificio a falde dell'Arco Calabro settentrionale, sono collocate le due unità ofiolitiche mesozoiche, che rappresentano i resti del bacino neotetideo, apertosi tra la placca Iberica-Europea e quella Apula-Africana, denominate Unità Ofiolitica Inferiore e Unità Ofiolitica Superiore (Spadea, 1994, Cello *et al.*, 1996). L'Unità Ofiolitica Inferiore comprenderebbe le unità tettono-metamorfiche note in letteratura e definite da Amodio Morelli *et al.*, (1976) come: Unità del Frido, Unità di Diamante-Terranova, Unità di Gimigliano-Monte Reventino; mentre l'Unità Ofiolitica Superiore corrisponderebbe all'Unità di Malvito.

I due settori si differenziano per le loro caratteristiche strutturali, l'evoluzione tettonica e l'assetto tettono-stratigrafico delle unità che li costituiscono. Le caratteristiche principali che differenziano i due settori sono:

- la presenza di unità ofiolitiche sotto le coltri calabridi, nel settore settentrionale ;
- la polarità di accrezione verso NE, che caratterizzerebbe il settore settentrionale, mentre verso SE per il settore meridionale (Platt & Compagnoni, 1990);
- la presenza di metamorfismo alpino nelle unità cristalline calabridi del settore meridionale (Platt & Compagnoni, 1990);
- l'affioramento, nel settore settentrionale, delle unità carbonatiche appenniniche sottostanti alle unità cristalline.

L'assetto geologico della Calabria nord-occidentale, può essere schematicamente descritto come segue:

-Unità inferiore, costituita da piattaforme continentali che evolvono a successioni carbonatiche mesozoiche (Ietto & Barilaro, 1993; Iannace *et al.*, 1995; Perrone, 1996) (fig.2.2);

-Unità intermedia, rappresentata dal Complesso Liguride del cuneo di accrezione, derivante dal paleoceano della Neotetide (De Roever, 1972; Dietrich & Scandone, 1972; Lanzafame *et al.*, 1979; Guerrera *et al.*, 1993; Cello *et al.*, 1996) (fig.2.2).;

-Unità superiore, rappresentata da più unità appartenenti al Complesso Calabride costituito da una sezione di litosfera continentale strutturatasi nel tardo ercinico e intrusa da gabbri permo-triassici (Piluso *et al.*, 2000, Graessner & Schenk 2001 e Piluso & Morten 2004, Liberi *et al.*, 2011) (fig.2.2).

I termini geometricamente più profondi sono costituiti dalle successioni carbonatiche di piattaforma, affioranti prevalentemente in strutture che formano dei “cunei” immergenti verso nord-est a causa della tettonica trascorrente Pleistocenica.

Complesso Calabride	Unità di Stilo Unità di Lomgobucco Unità di Monte Gariglione	Unità Sila
	Unità di Polia Copanello	
Unità di Castagna		
Complesso Liguride	Unità ofiolitica superiore	(?) Unità di Bagni Unità di Malvito Unità di Gimigliano-Monte Reventino
	Unità ofiolitica inferiore	Unità di Diamante-Terranova Unità del Frido
Unità Appenniniche	Unità di San Donato Unità di Verbicaro Sequenza di M.te Cocuzzo	

Fig. 2.2: Schema dei Complessi e delle Unità del settore nord dell'ACP (Piluso *et al.*, 2000)

Le successioni sedimentarie e meta-sedimentarie del Mesozoico-Cenozoico possono essere raggruppate in tre unità tettoniche: Unità di Lungro-Verbicaro, Unità di Cetraro e Unità di Pollino-Ciagola (Iannace *et al.*, 2007). L'Unità di Pollino-Ciagola è tettonicamente ricoperta dalle unità ofiolitiche nella zona NE e dall'Unità di Lungro-Verbicaro a NW; l'Unità di Cetraro è tettonicamente ricoperta dall'Unità di Lungro-Verbicaro ed entrambe sono ricoperte tettonicamente dalle ofioliti e dalle unità di crosta continentale delle Unità della Sila (Iannace *et al.*, 2007).

Nella Calabria settentrionale, le successioni stratigrafiche tipo l'Unità di Verbicaro (Bousquet & Grandjacquet, 1969) sono caratterizzate principalmente da carbonati Meso-Cenozoici di sequenze bacinali.

A Nord della linea di Sangineto, l'Unità di Verbicaro *Auct.*, si estende dalla costa tirrenica fino al lato ovest del Massiccio del Pollino, mentre a Sud di tale linea affiora in finestre tettoniche al di sotto delle unità tettoniche della Catena Costiera. L'Unità di Verbicaro *Auct* è stata considerata come la parte più alta del *thrust* delle falde esterne dell'Appennino meridionale, originatesi dalla deformazione del margine continentale apulo. Questa interpretazione è stata

condivisa dalla maggior parte degli autori, tuttavia è stata proposta una nuova ipotesi da Perrone (1996), che considera la sopra citata unità assieme alla sottostante Unità di San Donato, come la base delle unità tettoniche dell'Arco Calabro. Secondo Perrone (1996) lungo la linea di Sangineto non si riconoscono contatti tettonici fra le evaporiti dell'Unità di San Donato, affioranti a Passo dello Scalone, e la successione costituita da dolomie noriche e calcari a selce dell'Unità di Verbicaro *Auct* che caratterizzano il massiccio della Montea. Inoltre, le dolomie noriche di Timpa la Motta e Santa Maria la Serra, interpretati come *klippen* dell'Unità di Verbicaro, sono in successione stratigrafica alle evaporiti carniche dell'Unità di San Donato e tutti appartenerebbero quindi ad un'unica successione smembrata dall'attività tettonica estensionale triassica (Perrone *et al.*, 1996). Iannace *et al.*, (1995) riconoscono, sui versanti settentrionale e occidentale di Serra Aulici a sud di Verbicaro, un passaggio stratigrafico tra le evaporiti che seguono i calcari ladinico-carnici dell'Unità di San Donato e le dolomie noriche attribuite all'Unità di Verbicaro *Auct*. I livelli più bassi dell'Unità di Verbicaro *Auct* sono costituiti da evaporiti carniche (Bousquet, 1971), uguali ai livelli più alti dell'Unità di San Donato (Perrone, 1996), per cui le due unità avrebbero avuto origine da un'unica successione stratigrafica, la cui parte superiore, si sarebbe scollata quasi ovunque e avrebbe dato origine all'Unità di Verbicaro. Le carte geologiche dell'area redatte dagli Autori francesi e italiani degli anni '60 hanno messo in evidenza che gli "Scisti del Fiume Lao" (Carta geologica della Calabria 1:25.000) o "Flysch del Lao" (Carta geologica d'Italia 1:100.000 Fogli 220 e 221) sono interpretati da Damiani (1970) come il termine silicoclastico superiore dell'Unità di Verbicaro *Auct*. Successivamente sono state pubblicate delle rielaborazioni delle precedenti mappe (Bonardi *et al.*, 1976; Bonardi *et al.*, 1988; Bigi *et al.*, 1991). Amodio-Morelli *et al.*, (1976) propongono la seguente suddivisione delle Unità Appenniniche carbonatiche: Unità di Verbicaro e Unità metamorfica di San Donato, entrambe sovrascorse sull'unità del Pollino. In queste carte geologiche l'Unità di Verbicaro è tettonicamente ricoperta dalle ofioliti dell'Unità del Frido.

Recenti studi stratigrafici (Iannace *et al.*, 2005b; 2007) in Calabria settentrionale hanno definito un nuovo assetto tettonico e strutturale per le Unità Appenniniche dell'area al confine calabro-lucano. E' stata riconosciuta una continuità stratigrafica tra l'Unità di San Donato *Autc* (che corrisponde al Trias Metamorfo di Quitzow, 1935) e l'Unità di Verbicaro *Autc* (Iannace *et al.*, 1995; Perrone, 1996). Questa nuova unità tettonica è stata denominata Unità di Lungro-Verbicaro (Iannace *et al.*, 2005b) (fig. 2.3) ed è caratterizzata da una successione stratigrafica che include al *top* gli "Scisti del Fiume Lao", in accordo con Damiani (1970), Bonardi *et al.*, 1992 e D'Errico (2004).

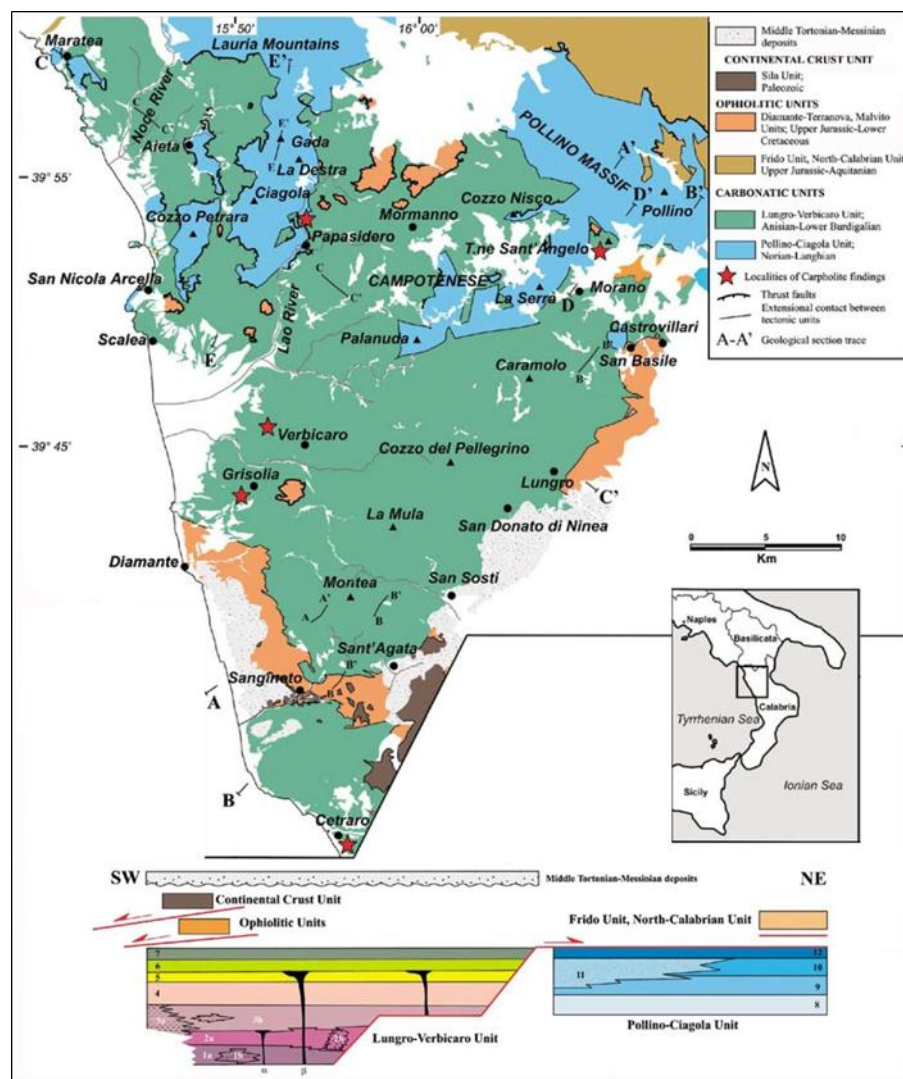


Fig. 2.3: Carta geologica della Calabria settentrionale e sezione stratigrafica dell'Unità di Lungro-Verbicaro (Iannace *et al.*, 2005b modificato). Legenda dello sketch stratigrafico: **1a**: filladi Triassico medio; **1b**: intercalazioni carbonatiche; **2a**: meta-calcarei ladinico-carnici; **2b**: biocostruzioni carbonatiche di Monte

Caramolo; 3a: filladi, carbonati ed evaporiti di Cetraro; 3b: dolomiti carniche; 4: dolomiti del Norico-Retico, conglomerati carbonatici, calcari e marne; 5: calcari con selce giurassici e radiolariti; 6: Formazione di Colle Trodo, Cretacico superiore-Aquitano; 7: depositi silicoclastici (Scisti del Fiume Lao), Burdigaliano inferiore; 8: piattaforma dolomitica, Norico-Retico; 9: piattaforma carbonatica, Giurassico; 10: piattaforma carbonatica, Cretaceo; 11: conglomerati carbonatici, Giurassico-Paleocene; 12: Formazione del Bifurto (Unità Pollino-Ciagola); α : vulcaniti basiche, Triassico; β : vulcaniti basiche (limburgiti Autc.), Giurassico-Cretacico

In Catena Costiera l'Unità di Lungro-Verbicaro affiora in finestre tettoniche al di sotto delle falde cristalline e ofiolitiche dell'Arco Calabro, mentre a Nord della linea di Sangineto affiora al di sotto di piccoli *klippen* di unità di crosta continentale e oceanica. Questi sono caratterizzati da metamorfismo in *facies* di scisti blu (Unità di Diamante-Terranova). Al confine calabro-lucano invece, l'Unità di Lungro-Verbicaro poggia tettonicamente sull'Unità di Pollino-Ciagola (Iannace *et al.*, 2005b).

2.1. L'Unità di Lungro-Verbicaro: stratigrafia

L'Unità Lungro-Verbicaro (Iannace *et al.*, 2007), è costituita da una spessa successione triassico-miocenica affetta da un metamorfismo di HP-LT, facilmente riconoscibile solo nei litotipi pelitici e ignei. I termini di età Triassico medio sono costituiti da filladi e metareniti con intercalazioni di carbonati (fig.3.4).

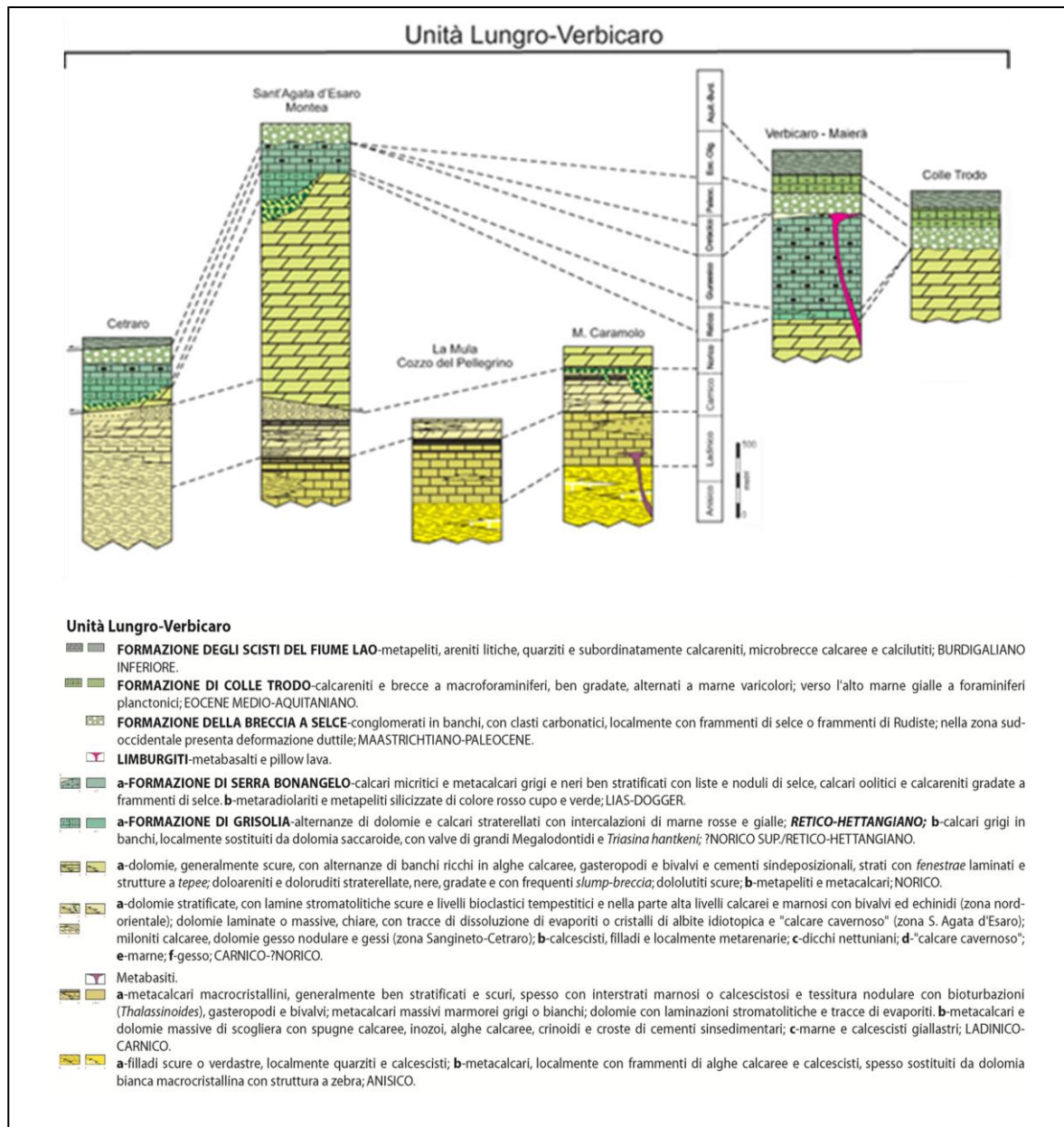


Fig.3.4: Ricostruzione stratigrafica dell'Unità di Lungro-Verbicaro (Carta Geologica dell'area compresa tra Maratea, Castrovillari e Sanginetto (Iannace et al., 2007 modificato)

L'Unità di Lungro-Verbicaro poggia tettonicamente sull'Unità Pollino-Ciagola, costituita da successioni non metamorfiche di piattaforma carbonatica eteropiche con successioni di bordo di piattaforma. La superficie di *thrust* che separa l'Unità di Lungro-Verbicaro dall'Unità di Pollino-Ciagola mostra una geometria piana del blocco ribassato; le rocce immediatamente sotto il contatto sono solitamente rappresentate dalla parte stratigrafica superiore della successione del *footwall* (Iannace et al., 2005b).

Al tetto si rinvengono *klippen* di unità ofiolitiche (Unità di Malvito ed Unità di Diamante-Terranova) e di crosta continentale (Unità della Sila). I termini terziari dell'Unità di Lungro-Verbicaro poggiano in discordanza su diversi termini per età e litologia dell'unità stessa.

La parte inferiore della successione stratigrafica è costituita da una grossa pila di filladi del Triassico medio e da metareniti con intercalazioni carbonatiche, seguite da meta-calcarei e meta-calcarei marnosi, coperti in alto da strati carnici comprendenti carbonati, evaporiti e depositi clastici.

Localmente, nei carbonati, si osserva un'associazione di alghe dasicladacee fortemente ricristallizzate, di età Anisico-Ladinico inferiore (Bousquet *et al.*, 1978), che suggeriscono la presenza di acque poco profonde. Infatti queste alghe si sviluppano nelle acque di zone tropicali e subtropicali, ad una profondità di circa 20 m; solo raramente si trovano in acque più profonde. Una delle più importanti *facies* è rappresentata da metacalcarei marnosi scuri con abbondanti tane tipo *Thalassinoides* e sottili letti di bivalvi e gasteropodi, che suggeriscono una deposizione in un'ampia piattaforma epicontinentale (Iannace *et al.*, 2007).

I depositi del Ladinico-Carnico sono costituiti da metacalcarei e dolomie. In particolar modo, nei depositi del Carnico si ha un incremento significativo di strati silicoclastici intercalati da metadolomie, metacalcarei ed evaporiti.

Il Giurassico è rappresentato da successioni di metacalcarei grossolani e ricristallizzati di spessore variabile (Formazione dei Calcari con Selce). Al di sopra di questa Formazione si ritrova la Formazione di Colle Trodo (Selli, 1957), una unità risedimentata che evolve dal Cretacico superiore-Paleocene da carbonati grossolani (*Brèche à silex* di Grandjacquet & Grandjacquet (1962) o Breccie Poligeniche di Damiani (1970)) del Maastrichtiano-Paleocene a calcari e torbiditi marnoso-calcaree con peliti rosse e verdi e verso l'alto si passa a marne giallastre. Si tratta di calcari di piattaforma, ma localmente sono presenti frammenti di selce. L'intervallo di tempo dall'Eocene al Miocene inferiore è costituito da breccie calcaree e calcareniti gradate a macroforaminiferi con intercalazioni di letti argillosi (Grandjacquet & Grandjacquet 1962).

La Formazione di Colle Trodo passa verso l'alto a metapeliti e metareniti che contengono strati di calcareniti e calciruditi con microforaminiferi del Miocene inferiore (Flysch del Lao di Damiani (1970) e Scisti del Fiume Lao di Burton (1971)).

Lave basiche, rappresentate da metabasalti con strutture a *pillow* e dicchi ("limburgiti" *Autc.*), tagliano spesso le Formazioni giurassiche e triassiche dell'Unità e sono caratterizzate da metamorfismo di HP-LT (Pierattini *et al.*, 1975). La parte superiore della successione, rappresentata dalla Formazione degli Scisti del Fiume Lao, è stata inclusa (Amodio-Morelli *et al.*, 1976) nelle ofioliti dell'Unità del Frido al confine calabro-lucano. Anche se il contatto basale degli Scisti del Fiume Lao è spesso tranciato, il contatto stratigrafico con la formazione di base si può osservare in almeno tre siti: Contrada Alberosa, Tremoli, e Colle Trodo (Iannace *et al.*, 2007).

2.2. Implicazioni paleotettoniche

L'Unità di Lungro-Verbicaro è caratterizzata da una deformazione polifasica e da metamorfismo. Evidenze di un iniziale metamorfismo di HP-LT sono fornite dalla presenza di Fe-Mg carpholite che è stata osservata in vene di quarzo nella Formazione degli Scisti del Fiume Lao del Miocene inferiore (Iannace *et al.*, 2005b). La deformazione principale dell'Unità di Lungro-Verbicaro è caratterizzata da consistenti fenomeni di deformazione localizzata e da ricristallizzazione dinamica nella maggior parte calcari.

Il metamorfismo descritto nell'Unità di Verbicaro *Autc* è di HP-LT con P comprese tra 1.4 e 1.8 GPa e T comprese tra 350° e 420° C (Iannace *et al.*, 2005b, 2007).

Sulla base dei vincoli stratigrafici e biostratigrafici, l'età della deformazione dell'Unità di Lungro-Verbicaro dovrebbe essere avvenuta tra l'Aquitano (età della Formazione degli Scisti del Fiume Lao, stratigraficamente al *top* dell'Unità di Lungro-Verbicaro) e il tardo Tortoniano (età dei depositi post-orogenici)

(D'Errico & Di Staso, 2010). Questa età del tardo Aquitaniano è un vincolo sia per quanto riguarda la compressione tettonica, sia per il metamorfismo di HP/LT che ha interessato l'Unità di Lungro-Verbicaro. I dati radiometrici danno un'età di 18 Ma (Pierattini *et al.*, 1975; Iannace *et al.*, 2007), pertanto la deformazione non è più vecchia del tardo Aquitaniano. L'evoluzione successiva dell'unità è caratterizzata da un sovrascorrimento sul dominio di piattaforma carbonatica rappresentata dall'Unità di Pollino-Ciagola (Iannace *et al.*, 2007). I dati sulle tracce di fissione sull'apatite mostrano che l'esumazione dell'Unità di Lungro-Verbicaro si è verificata nel Tortoniano (Iannace *et al.*, 2007).

Un'interpretazione sull'evoluzione geodinamica dell'area è stata proposta da Iannace *et al.*, 2005b (fig. 3.5).

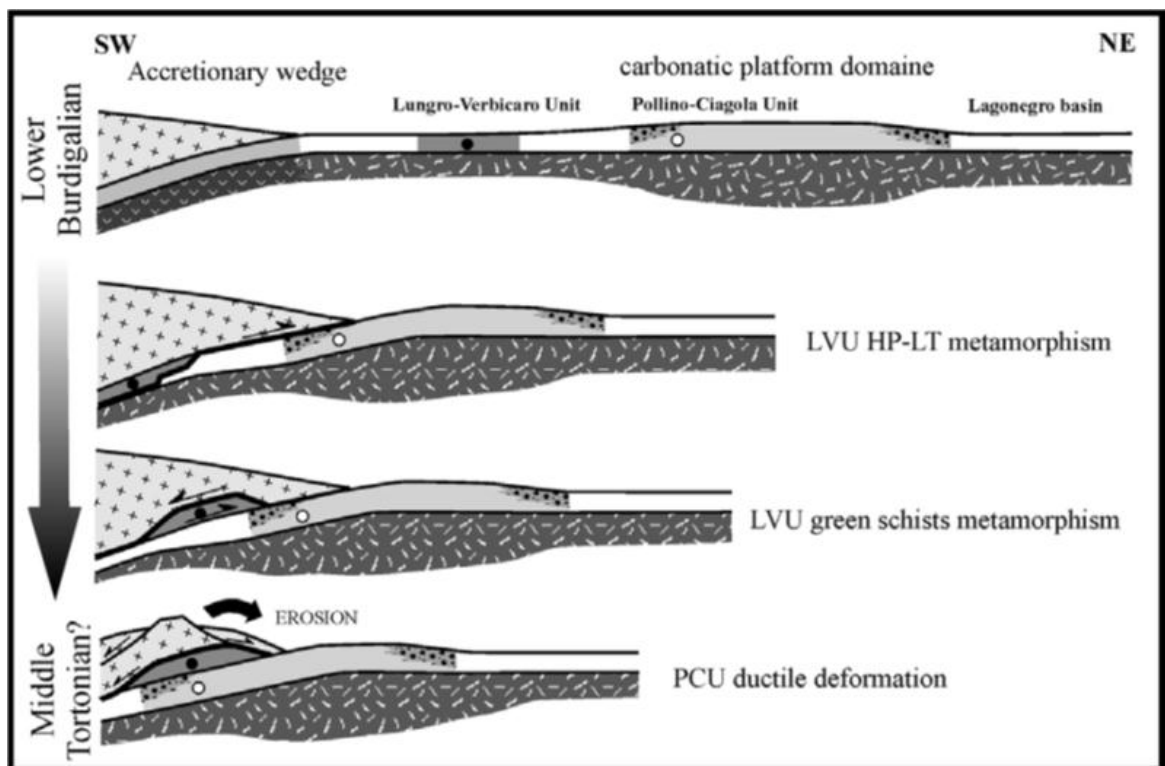


Fig. 3.5: Steps principali nell'evoluzione paleotettonica dell'area di studio (Iannace *et al.*, 2005b)

Durante l'Aquitano-Burdigaliano, mentre le unità cristalline della Calabria e le ofioliti sono già impilate, l'Unità di Lungro-Verbicaro è ancora esposta sul fondo del mare e riceve l'*input* di una nuova sedimentazione terrigena. Successivamente, la stessa unità subisce un profondo *underthrusting* e sepoltura

tettonica (Rossetti *et al.*, 2004). L'esumazione tettonica è associata al processo di deformazione estensionale e buona parte di questa esumazione e della deformazione estensionale si è verificata prima della messa in posto finale dell'Unità di Lungro-Verbicaro sull'Unità di Pollino-Ciagola, in quanto quest'ultima non registra condizioni metamorfiche comparabili (Iannace *et al.*, 2005b).

Il contatto tra l'Unità di Lungro-Verbicaro e l'Unità di Pollino-Ciagola è interpretato come *thrust* che disloca rocce più vecchie su rocce più giovani con le unità ad alta pressione sovrapposte a quelle di bassa pressione. Pertanto, si può ipotizzare che l'esumazione dell'Unità di Lungro-Verbicaro, durante l'assottigliamento duttile, sia stata delimitata da un *thrust* al letto e ricoperta da un distacco estensionale (Iannace *et al.*, 2005b). Questo potrebbe essere indicativamente collocato all'interno delle unità ofiolitiche sovrastanti tale unità. Sulla base di recenti dati strutturali, Rossetti *et al.*, (2001) propongono un distacco estensionale regionale. Il raffreddamento rapido che si è immediatamente verificato nel *footwall* potrebbe anche spiegare la conservazione della Fe-Mg carpholite nella parte più alta dell'Unità di Lungro-Verbicaro (Jolivet *et al.*, 1998). L'evoluzione successiva del sistema si è verificata a livelli crostali superficiali, portando allo sviluppo di *buckle folds* e di *thrust* a differente scala, com'è tipico nelle pieghe e nei *thrust* della fascia appenninica. I conglomerati a clasti grossolani del Tortoniano sigillano questa evoluzione (Iannace *et al.*, 2005b).

Secondo gli stessi autori due sono le possibili interpretazioni riguardanti il legame paleogeografico tra gli originali domini sedimentari relativi all'Unità di Lungro-Verbicaro e all'Unità di Pollino-Ciagola e le loro relazioni in aree oceaniche:

- il dominio sedimentario dell'Unità di Lungro-Verbicaro è stato delimitato su un lato da un dominio oceanico, mentre sull'altro ha fatto da transizione al dominio dell'Unità di Pollino-Ciagola. Questo sembra essere sostenuto da diverse analogie di *facies*, soprattutto nelle

successioni Terziarie e dalla generale coerenza dei *trends* delle *facies*. In tale ipotesi, entrambe le unità rappresenterebbero la parte più distale del margine continentale Apulo;

- l'esistenza di un ramo oceanico (Oceano lucano in Bonardi *et al.*, 2001; Perrone, 1996) tra l'Unità di Lungro-Verbicaro e l'Unità di Pollino-Ciagola. Ciò potrebbe essere supportato dalla presenza di unità ofiolitiche caratterizzate da una copertura sedimentaria continua fino al Miocene inferiore, a testimonianza di una deformazione Burdigaliana. Inoltre, i dati disponibili suggeriscono la differenza di età tra la deformazione dell'Unità di Lungro-Verbicaro (che potrebbe avere un'età compresa tra Aquitaniano-Burdigaliano) e l'Unità di Pollino-Ciagola (Serravalliano) in aree più esterne. I principali punti deboli di questa ipotesi sono la mancanza di affioramenti ofiolitici nell'area lucana inseriti tra l'Unità di Lungro-Verbicaro e l'Unità di Pollino-Ciagola, e di una diretta datazione dei sedimenti più giovani dell'Unità di Pollino-Ciagola nell'area di studio.

3 – GEOLOGIA DI TERRENO

Le rocce basiche sono state campionate nelle due aree oggetto di ricerca negli affioramenti di Isla de Nueva Tabarca e Orihuela (provincia di Alicante), Sierra de Carrascoy e Sierra de Enmedio (provincia di Murcia), Sierra de Almagro (provincia di Almeria), Barranco de Cacin, Rambla de Huarea e Sierra de Lújar (provincia di Granada) per il Complesso Alpujárride (Cordigliera Betica); Monte Cerviero, Monte Bombolato, Verbicaro e Acquaformosa per la Calabria settentrionale.

Per il campionamento in Cordigliera Betica sono state utilizzate foto aeree, scala 1:50.000 e georeferenziate, del PNOA (*Plan Nacional de Ortofotografía Aérea*) reperibili sul sito www.cnig.es/CentroDescargas, relative al volo 2011. Le ortofoto consultate sono i seguenti fogli:

- **894** (Cabo de Santa Pola) per Isla de Nueva Tabarca;
- **913** (Orihuela) per Orihuela;
- **933** (Alcantarilla) e **954** (Totana) per Sierra de Carrascoy;
- **975** (Puerto Lumbreras) e **997** (Aguilas) per Sierra de Enmedio;
- **996** (Huercal-Overa) per Sierra de Almagro;
- **1042** (Lanjaron), **1043** (Berja), **1056** (Albuñol) per Barranco de Cacin, Rambla de Huarea e Sierra de Lújar.

Sono state inoltre visionate le carte geologiche, scala 1:50.000 e georeferenziate, prodotte dal *Servicio de Publicaciones–Ministerio de Industria y Energía*, C.S.G. 1972 e reperibili sul sito dell'IGME (Istituto Geologico y Minero de España) (fig. 3.1). Le carte geologiche di riferimento utilizzate corrispondono, per ogni area, allo stesso numero delle foto aeree sopra indicate.

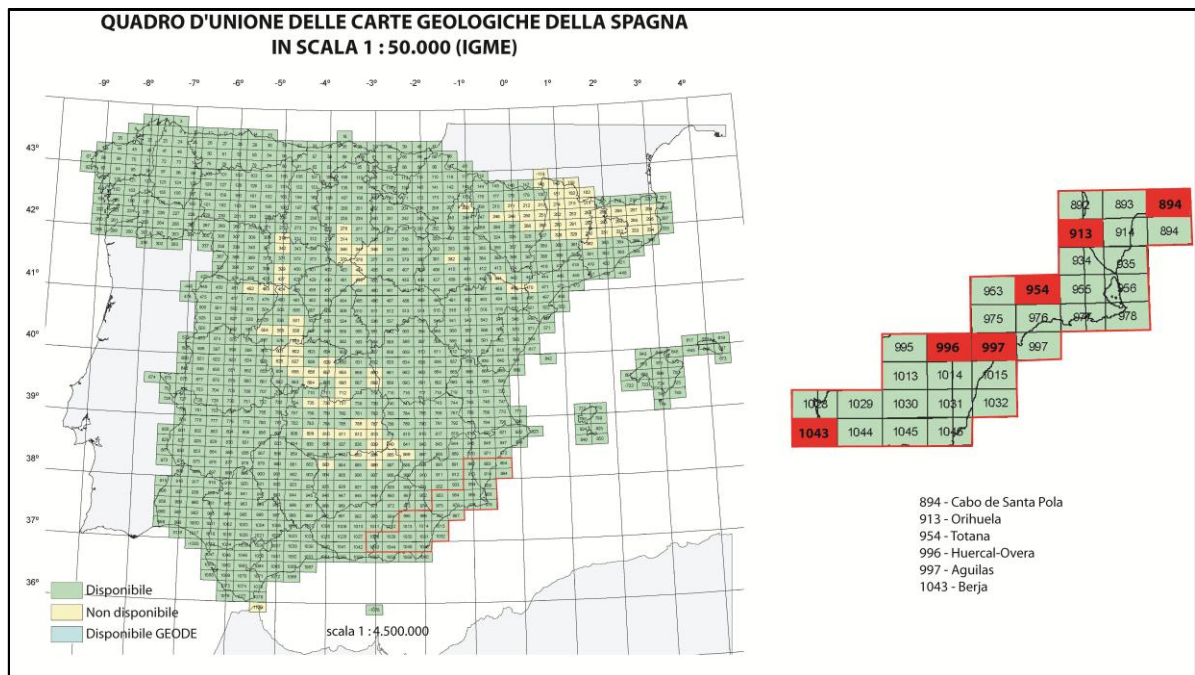


Fig.3.1: Quadro di unione delle carte geologiche della Spagna (IGME, 2012)

Per l'area calabra sono state utilizzate le carte topografiche in scala 1:10.000:

- Foglio **221** IV SO sez. A (Monte Cerviero);
- Foglio **221** IV SO sez. B (Campotenesese);
- Foglio **220** (Verbicaro) II NE sez. B;
- Foglio **221** (Lungro) III SE sez. D per la zona di Acquaformosa.

Inoltre è stata visionata la carta geologica di Iannace *et al.*, 2007 scala 1:100.000 dell'area compresa tra Maratea, Castrovillari e Sangineto da cui è stato ricavato uno stralcio dell'area di interesse (fig.3.2).

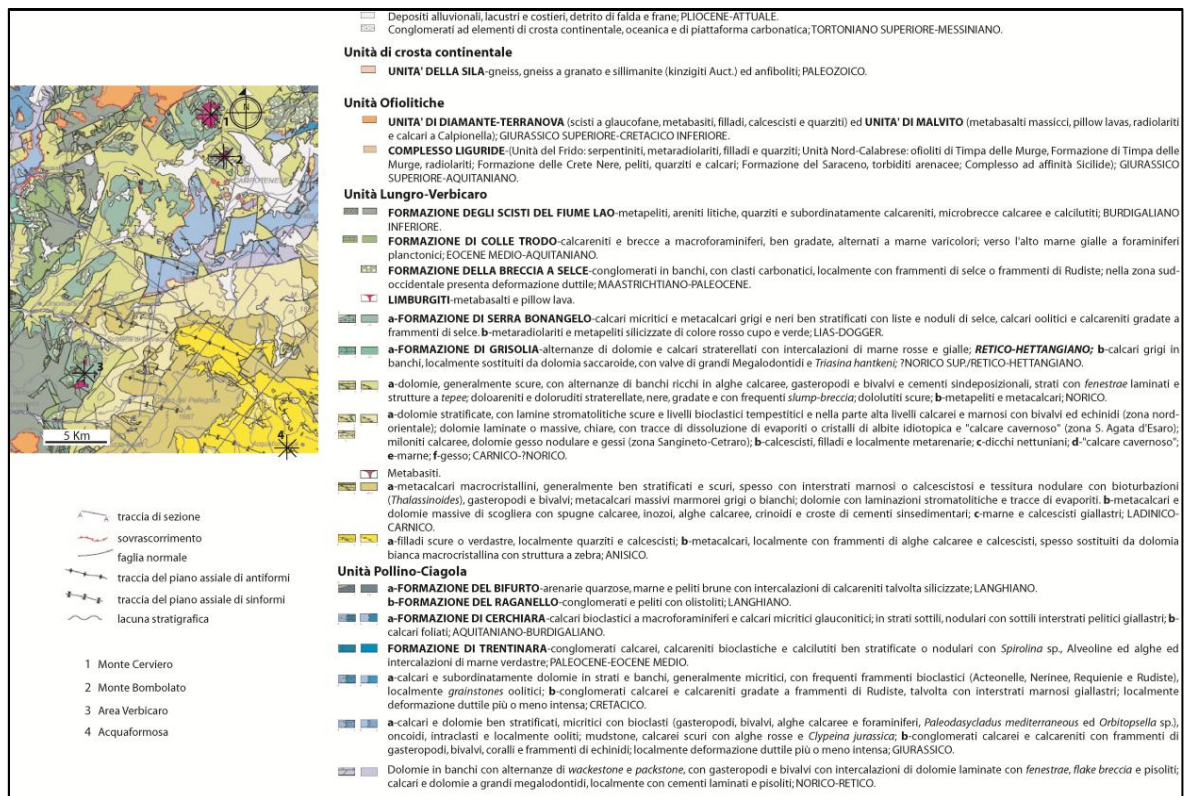


Fig. 3.2: Stralcio della carta geologica dell'area compresa tra Maratea, Castrovillari e Sangineto, scala 1:100.000 (Iannace et al., 2007)

Nello stralcio di carta geologica qui sopra sono riportati i quattro affioramenti campionati numerati da N verso S da 1 a 4.

3.1. Complesso Alpujárride

Isla de Nueva Tabarca: è situata nel Mediterraneo occidentale (N 38°10' e W 0°28') e dista 18 Km dalla città di Alicante alla quale appartiene amministrativamente. Ha una lunghezza di 1800 metri, una larghezza massima di 400 metri (che si restringe nella sua parte centrale all'altezza del porto) ed è orientata E-W (fig. 3.3).

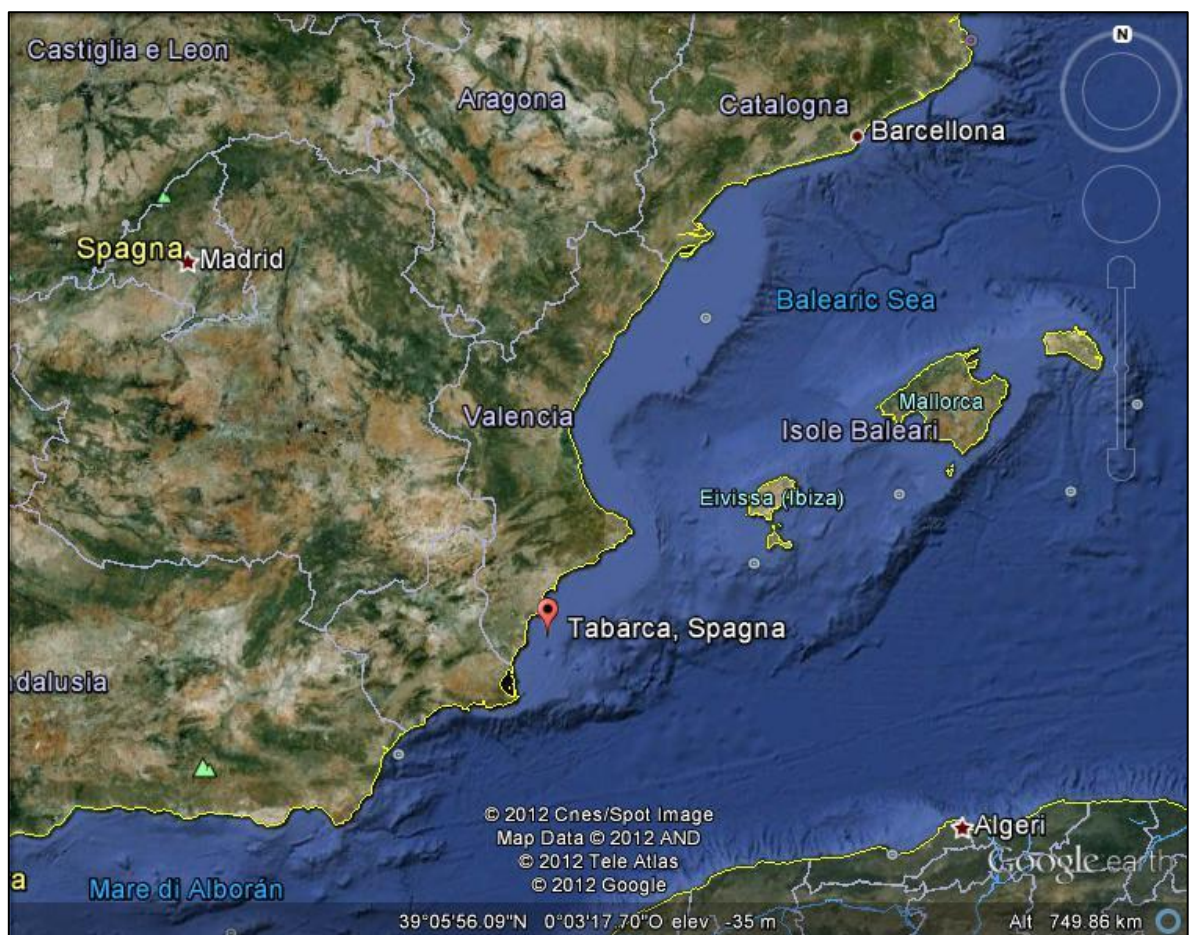


Fig. 3.3: Isla de Nueva Tabarca (da Google Earth)

È anche chiamata “Isla Plana” perché non presenta rilievi, infatti l'altezza massima è di 15 metri s.l.m. Geologicamente appartiene al Complesso Alpujárride ed è l'affioramento più orientale di questo Complesso poiché rappresenta un prolungamento in mare delle vicine Sierra de Orihuela e Callosa. Da un punto di vista litologico può essere suddivisa in due differenti zone: ad W,

la parte su cui sorge il piccolo centro abitato, è costituita da un substrato carbonatico, ad E affiorano rocce gabbroidi (fig. 3.4). I due tipi litologici sono messi a contatto per faglia normale (Estévez *et al.*, 2004).

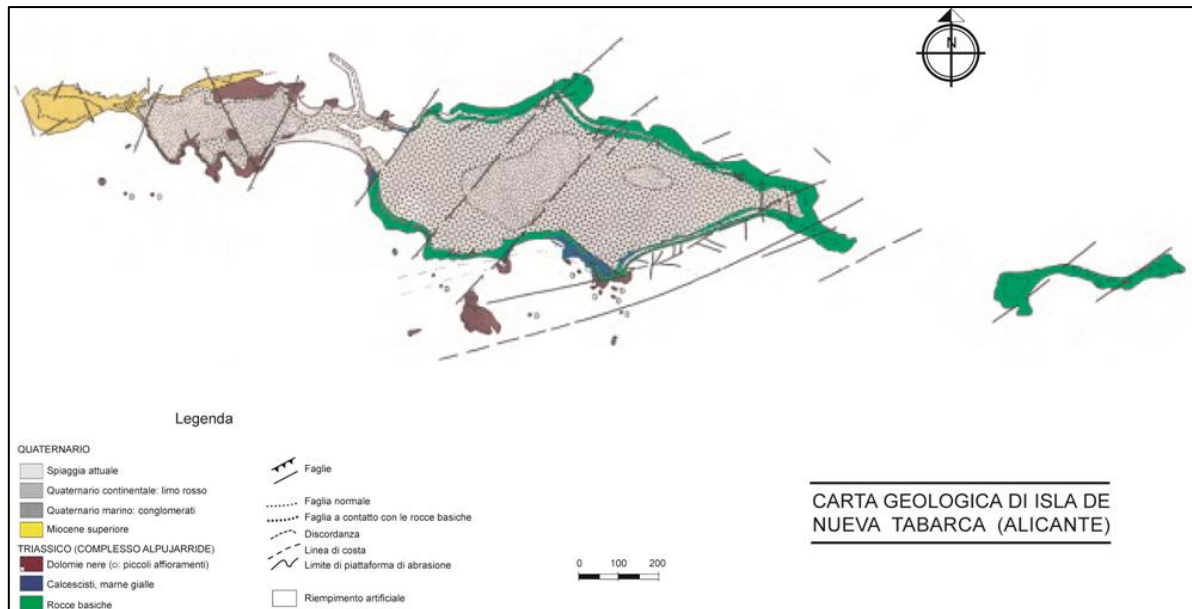


Fig. 3.4: Carta geologica di Isla de Nueva Tabarca (Estévez *et al.*, 2004, modificato)

L'affioramento di gabbri si trova nella zona E dell'isola dove si osserva un modesto rilievo limitato da una faglia normale con direzione N20-40E che separa i due blocchi: ad ovest della faglia si osservano marne gialle con gessi triassici, ad est i gabbri (fig. 3.5a e 3.5b). Nell'insieme il volume di gabbri definisce una geometria compatibile con una intrusione tabulare.



Fig. 3.5a: Contatto fra i gabbri (a destra nella foto) e marne gialle (nella foto a sinistra)

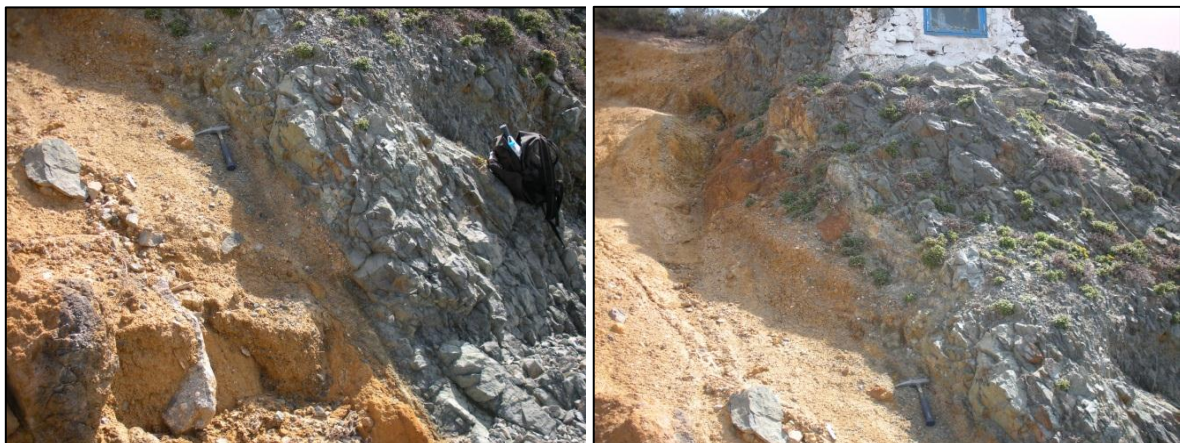


Fig 3.5b: Faglia a contatto fra marne e gabbri

Le rocce affioranti sono interessate da una intensa fratturazione e si osservano faglie di minori dimensioni rispetto alla precedente, ma con direzione uguale alla faglia principale. Alla mesoscala i gabbri mostrano un colore grigio-verde con grana variabile da media a fine. Appaiono molto fratturati e in alcune

fratture sono visibili minerali in singoli cristalli quali siderite, albite, quarzo e anfiboli e aggregati fibrosi di tipo asbesto (fig. 3.6).



Fig. 3.6: Accrescimento di fibre di asbesto

Alla mesoscala è possibile osservare cristalli di plagioclasti (fig. 3.7) e vene di epidoto, queste ultime di ordine centimetrico.



Fig. 3.7: MesoStruttura ipidiomorfa dei gabbri (foto a sinistra) con vene di epidoto (foto a destra)

Sierra de Orihuela: affiora nella parte più a S del bacino del fiume Segura, fra le province di Alicante a N e di Murcia a S (fig. 3.8).

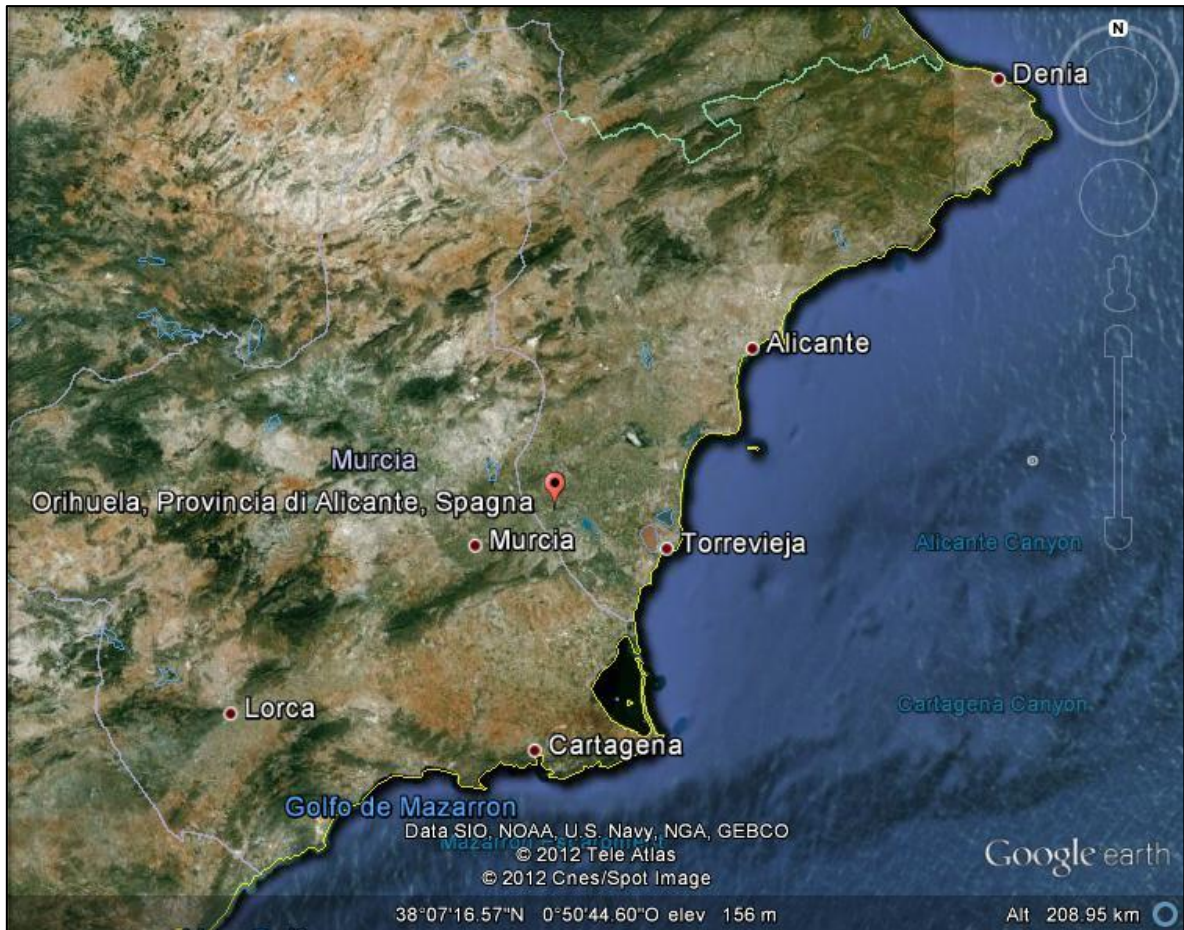


Fig. 3.8: Sierra de Orihuela (da Google Earth)

Assieme alla vicina Sierra de Callosa, Sierra de Orihuela rappresenta un'unità regionale locale costituita da rocce di basso grado metamorfico (Martín-Rojas *et al.*, 2007). Dai dati strutturali, De Boer *et al.*, 1974, in Sierra de Orihuela definiscono, dal basso verso l'alto, tre unità: Bermejo, Túnel e Orihuela, e due nella Sierra de Callosa: Redovan e Callosa. L'Unità di Orihuela (fig.3.9) è costituita da una successione permo-triassica di rocce carbonatiche. Le intrusioni basiche intrudono i termini anisico-carnici della successione.

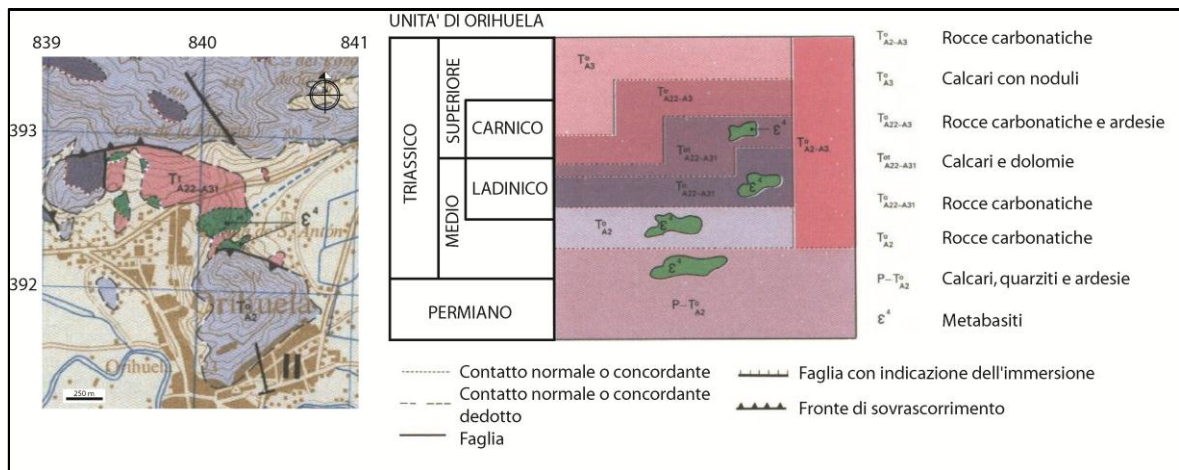


Fig. 3.9: Stralcio di carta geologica del foglio 913 (Orihuela, scala 1:50.000 – IGME, 1972) e colonna stratigrafica dei litotipi affioranti

Sia in Sierra de Orihuela che di Callosa sono state riconosciute due Formazioni: una inferiore detta Formazione Meta-Detritica e una superiore detta Formazione Carbonatica (Martín-Rojas *et al.*, 2007).

La Formazione Meta-Detritica ha uno spessore di circa 170 m ed è costituita da *slate* bluastri con alternanze di quarziti di colore rosato, rosso, biancastre e verdi. In questa Formazione intrudono corpi tabulari di rocce basiche sub-paralleli alla stratificazione. Nella parte superiore della Formazione affiorano livelli discontinui di gesso con spessori di circa 20 m (Martín-Rojas *et al.*, 2007).

La Formazione Carbonatica, dal basso verso l'alto, è composta da tre membri:

- membro calcareo-dolomitico: è costituito da dolomie, calcari e marne. Lo spessore è di 300 m;
- membro a calcari e marne: è caratterizzato da due differenti parti, nella parte inferiore si osservano carbonati grigi e giallastri con spessore di circa 45-60 m, nella parte superiore sottili strati di calcari giallastri altamente bioturbati e marne;
- membro calcareo superiore: è formato da calcari giallastri con miche detritiche disposte in strati decimetrici. Localmente appaiono strati di

dolomie e lateralmente i calcari passano a livelli di gesso con dolomie scure. Lo spessore è di circa 100 m.

I gabbri (metabasiti nella legenda di fig. 3.9) affiorano fra la Formazione Meta Detritica e la Formazione Carbonatica. L'età dei corpi incassanti è Triassico medio-superiore (Martín-Rojas *et al.*, 2007). Dalle evidenze di terreno si osserva che il corpo gabbroide poggia geometricamente sopra la Formazione Meta-Detritica (fig. 3.10). I carbonati affioranti appartengono alla Formazione Carbonatica. I calcescisti hanno una colorazione bruna e al contatto con i gabbri mostrano una colorazione più scura ed evidenti mineralizzazioni.

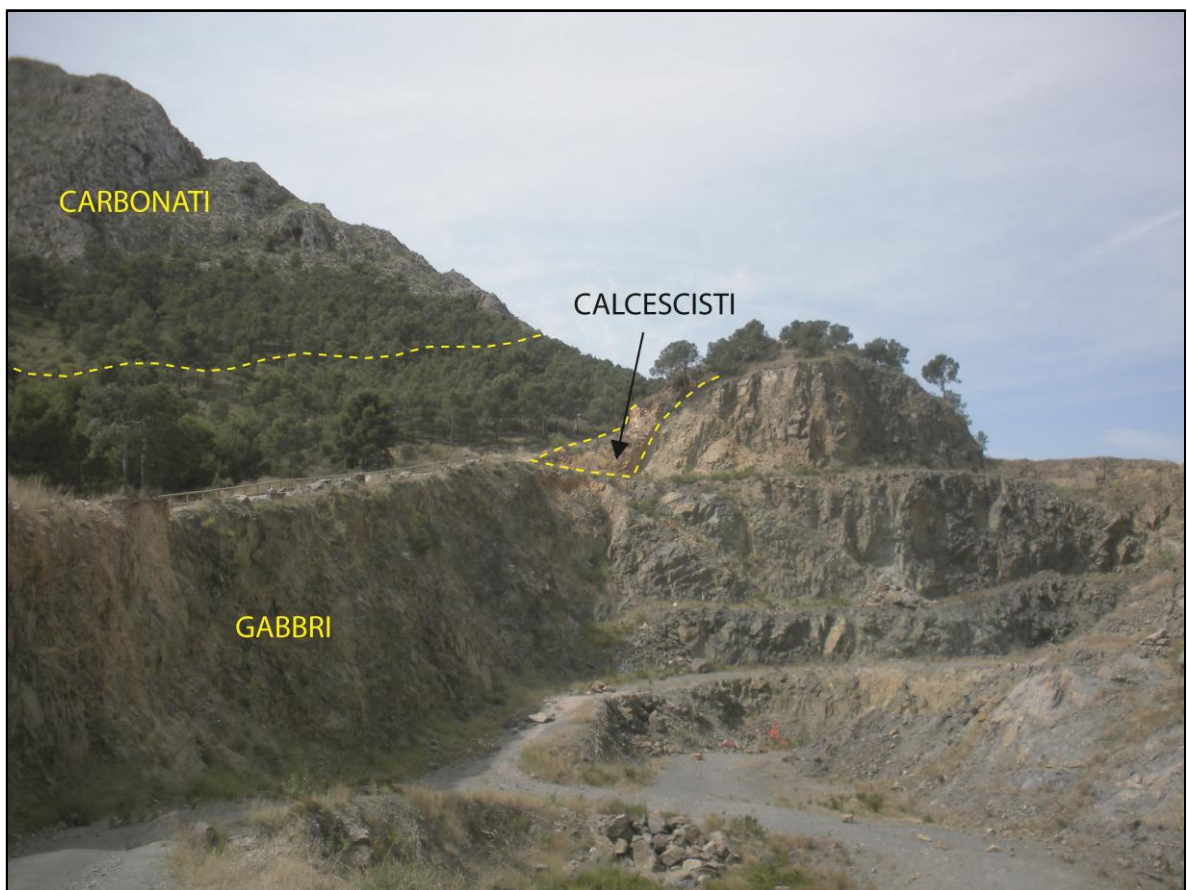


Fig. 3.10: Corpo tabulare di gabbri in Sierra de Oribuela

Alla mesoscala i gabbri appaiono molto fratturati, mostrano una colorazione grigio-verde e grana media, si osservano vene di quarzo e di epidoto (fig 3.11a) e piccoli cristalli di calcopirite (fig. 3.11b).



Fig. 3.11: a) Vena di epidoto; b) cristallo di calcopirite

In affioramento non sono state osservate variazioni di grana o di colore, se non al contatto con le quarziti. Lungo questo contatto i gabbri mostrano una colorazione verde chiaro e una grana molto fine. Nella parte centrale dell'affioramento è possibile osservare una piccola vena a composizione anortositica che si segue per qualche metro da cui è stato prelevato il campione RVOR2.

Sierra de Carrascoy: si estende a SW della città di Murcia (fig. 3.12).

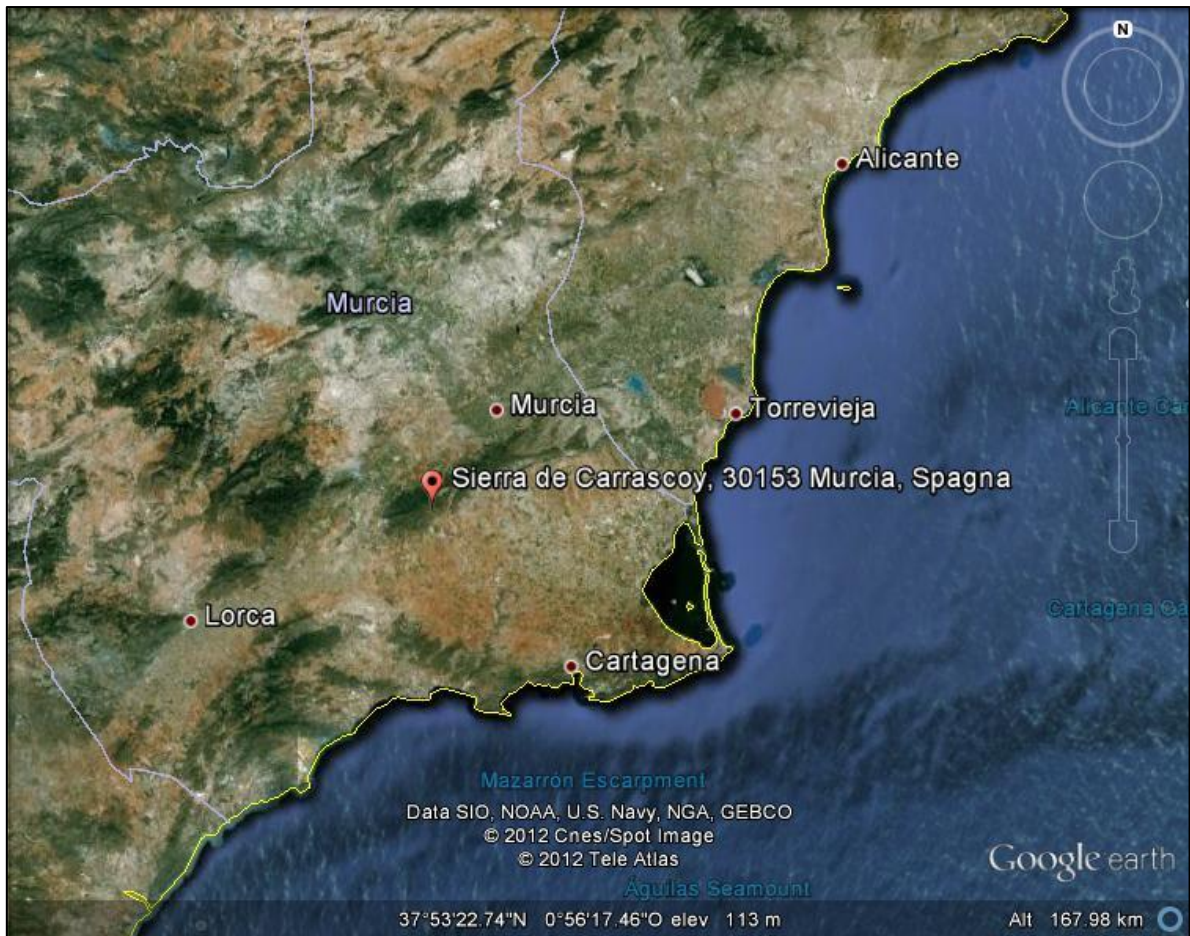


Fig. 3.12: Sierra de Carrascoy (da Google Earth)

L'Unità di Sierra de Carrascoy fu definita da Kampschuur (1972) che distinse in quest'area, dal basso verso l'alto, le seguenti unità: Unità di Romero e Unità di Carrascoy appartenenti al Complesso Ballabona-Cucharón, Unità di Pestillos appartenente al Complesso Alpujárride e l'Unità di Navela, appartenente al Complesso Maláguide. La stessa suddivisione viene mantenuta in Kampschuur *et al.*, 1974a,b. De Jong (1991), non accetta la nomenclatura del Complesso Ballabona-Cucharón e considera l'Unità di Romero appartenente al Complesso Almágride e l'Unità di Carrascoy viene considerata come un'unità appartenente al Complesso Alpujárride. In Sanz De Galdeano *et al.*, 1997 le due unità di Romero e Sierra de Carrascoy vengono considerate una sola unità in base a nuovi dati

stratigrafici e strutturali. Gli Autori distinguono una Formazione Metapelitica ed una Formazione Carbonatica (Sanz De Galdeano *et al.*, 1997) (fig. 3.13).

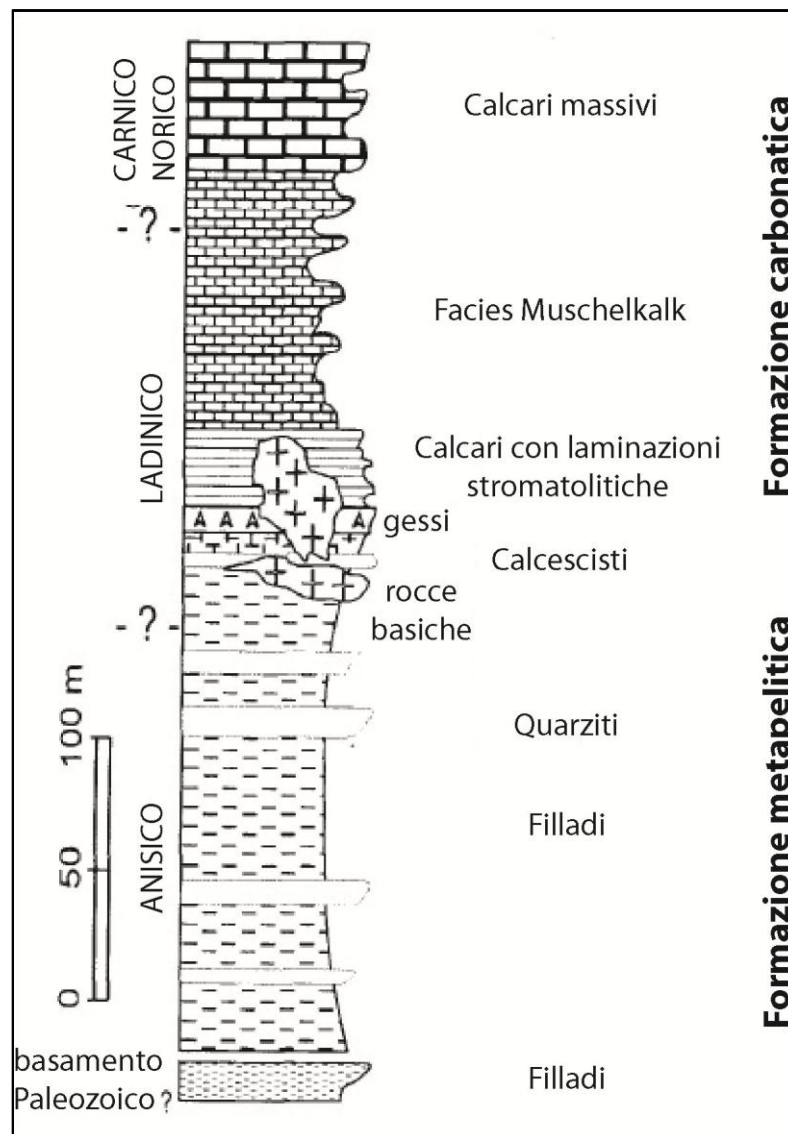


Fig. 3.13: Colonna stratigrafica dell'Unità di Sierra de Carrascoy (Sanz De Galdeano *et al.*, 1997, modificato)

La Formazione Metapelitica è costituita alla base da filladi scure seguite da filladi di colore grigio-azzurro e al tetto ancora filladi di colore verde-rosato. Lo spessore totale è difficile da definire a causa del piegamento delle filladi, anche se sono stimati spessori di 200 m. Le filladi sono interessate da un metamorfismo di basso grado con un gradiente crescente verso il basso, dove si osserva mica bianca con evidenze di crenulazione. L'incremento relativo di grado metamorfico

verso la base non è però un carattere costante che si osserva in tutte le filladi poiché in numerosi punti le strutture del protolito sono ancora ben conservate (Sanz De Galdeano *et al.*, 1997). All'interno delle filladi, a diverse altezze, si osservano corpi di quarziti, localmente molto abbondanti. Dove le filladi sono più metamorfosate, le quarziti sono di colore più chiaro, mentre al tetto appaiono di colore rosato. In alcuni settori, sia nel N che nel S di Sierra de Carrascoy si osservano livelli di gesso al tetto della Formazione Metapelitica, che in alcuni casi si alternano con calcescisti che rappresentano la transizione con i carbonati della Formazione Carbonatica superiore (Sanz De Galdeano *et al.*, 1997) ed hanno spessori che arrivano fino a 5 m. L'età delle filladi secondo Kampschuur, 1972 è Anisico-Ladinico.

La Formazione Carbonatica è costituita da carbonati massivi con uno spessore massimo di 30 m che poggiano sui calcescisti. Localmente i carbonati presentano dei livelli più fini, con spessori che vanno dai 10 ai 30 cm e conservano strutture stromatolitiche. Al di sopra dei carbonati si ha lo sviluppo di calcari marnosi con intercalazioni di marne e calcescisti con tracce fossili e resti di bivalvi di speci differenti (Sanz De Galdeano *et al.*, 1997). Questa *facies* è detta di Muschelkalk e ha uno spessore variabile, a N di Sierra de Carrascoy affiora sporadicamente a causa delle cattive condizioni di esposizione, nella zona a S il volume di calcescisti aumenta da W verso E. Lo spessore raggiunge anche i 100 m. Sopra i calcari in facies Muschelkalk affiorano calcari dolomitici in banchi con uno spessore fino a 50 m. Gli effetti del metamorfismo in questa Formazione sono piuttosto blandi, ma si osserva comunque una certa ricristallizzazione con formazione di calcescisti. Le età dei livelli inferiori della Facies di Muschelkalk sono datati al Ladinico (Kampschuur, 1972; Kozur *et al.*, 1985), i livelli superiori al Carnico-Norico. Alla base della Formazione, in Sierra de Carrascoy, nei carbonati intrudono corpi tabulari di rocce basiche, alcuni di grandi estensioni, dell'ordine del Km² (Sanz De Galdeano *et al.*, 1997) (fig. 3.14).

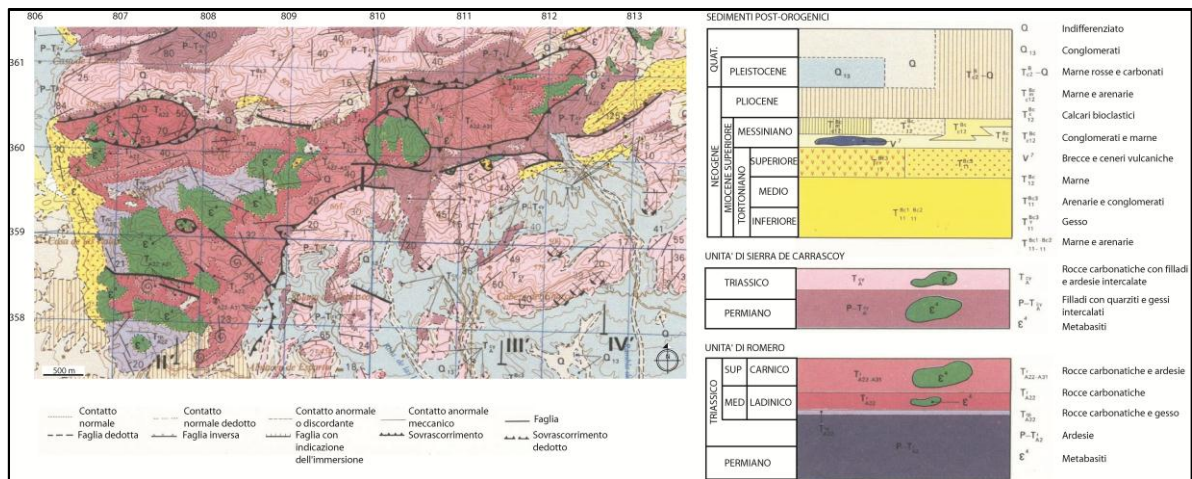


Fig. 3.14: Stralcio di carta geologica del foglio 954 (Totana, scala 1:50.000 - IGME 1972) e colonna stratigrafica dei litotipi affioranti

I gabbri sono stati campionati in una cava attiva “*Porfidos Internacionales de Albama*” che si trova nel comune di Alhama de Murcia (provincia di Murcia). E’ stato possibile effettuare il campionamento solo in quest’area perché gli altri affioramenti, individuati su carta, sono inaccessibili a causa della fitta vegetazione. Le rocce campionate mostrano, alla mesoscala, una colorazione sul verde e una grana media. Non si osservano grandi variazioni di grana o di colore e sono ben visibili mineralizzazioni di ferro e presenza di malachite (fig. 3.15).



Fig. 3.15: Mineralizzazione a malachite

Sierra de Enmedio: si trova nella parte occidentale della provincia di Murcia, tra le località di Puerto Lumbreras a NW e Pulpí a SE (fig. 3.16).

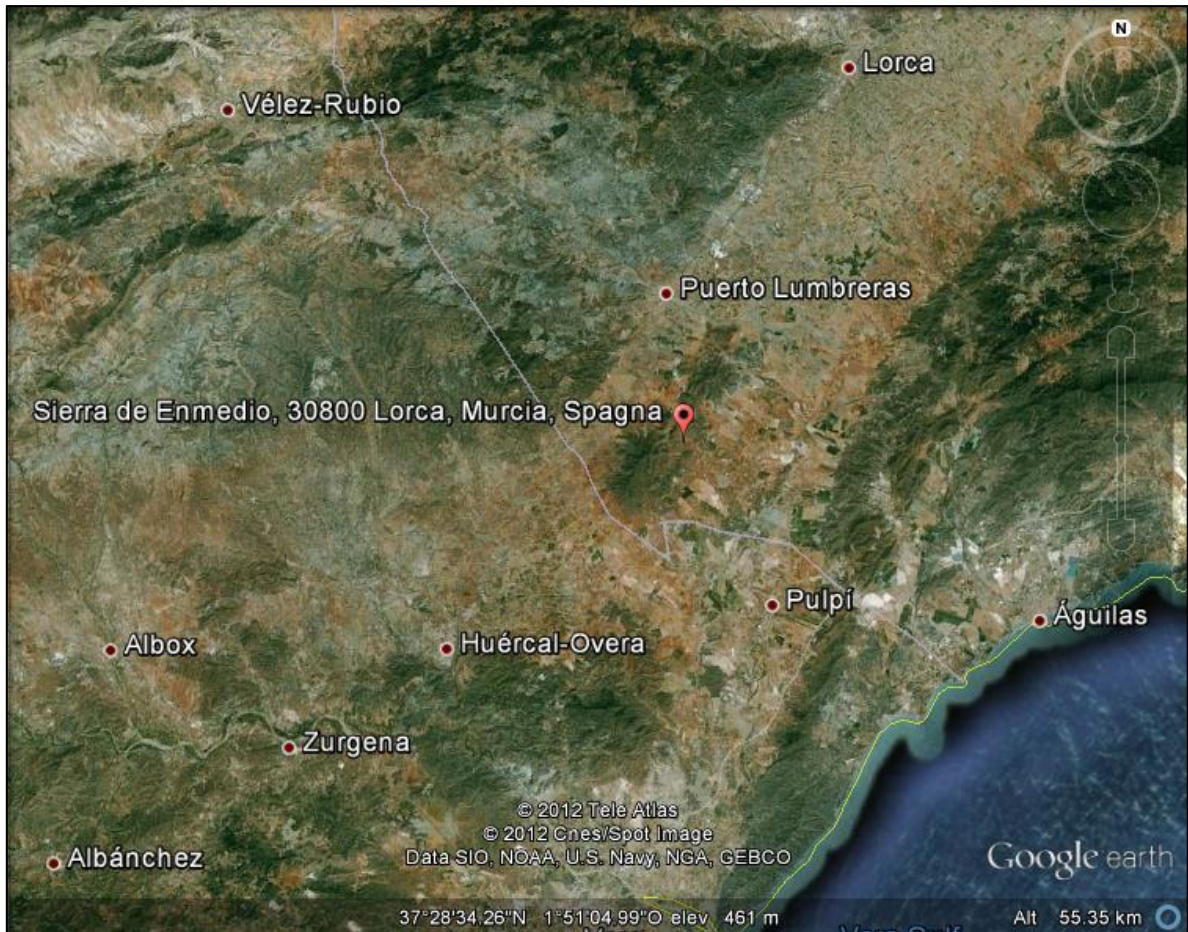


Fig. 3.16: Sierra de Enmedio (da Google Earth)

Da un punto di vista stratigrafico l'Unità di Sierra de Enmedio è costituita da una successione permo-triassica con alla base ardesie grigie, quarziti e arenarie e al tetto carbonati ricristallizzati e calcescisti (fig. 3.17). I gabbri campionati intrudono al contatto fra le quarziti e i carbonati di età Trias medio-superiore.

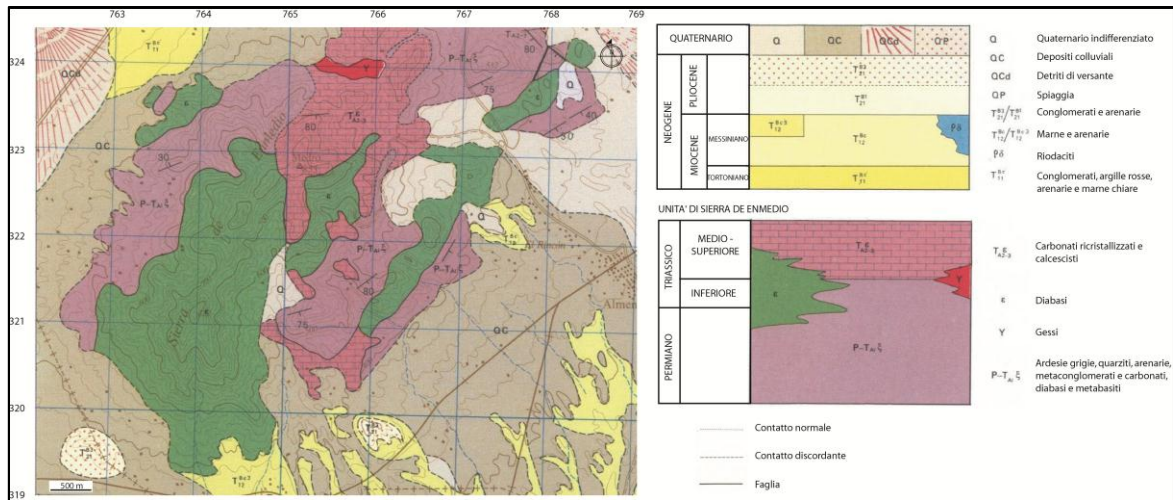


Fig. 3.17: Stralcio di carta geologica del foglio 997 (Aguilas, scala 1:50.000 - IGME, 1972) e colonna stratigrafica dei litotipi affioranti

L'affioramento di gabbri è molto esteso e da un punto di vista stratigrafico poggia al di sopra di filladi violacee datate Trias con l'intercalazione di una livello quarzítico spesso circa 10 m (fig. 3.18).

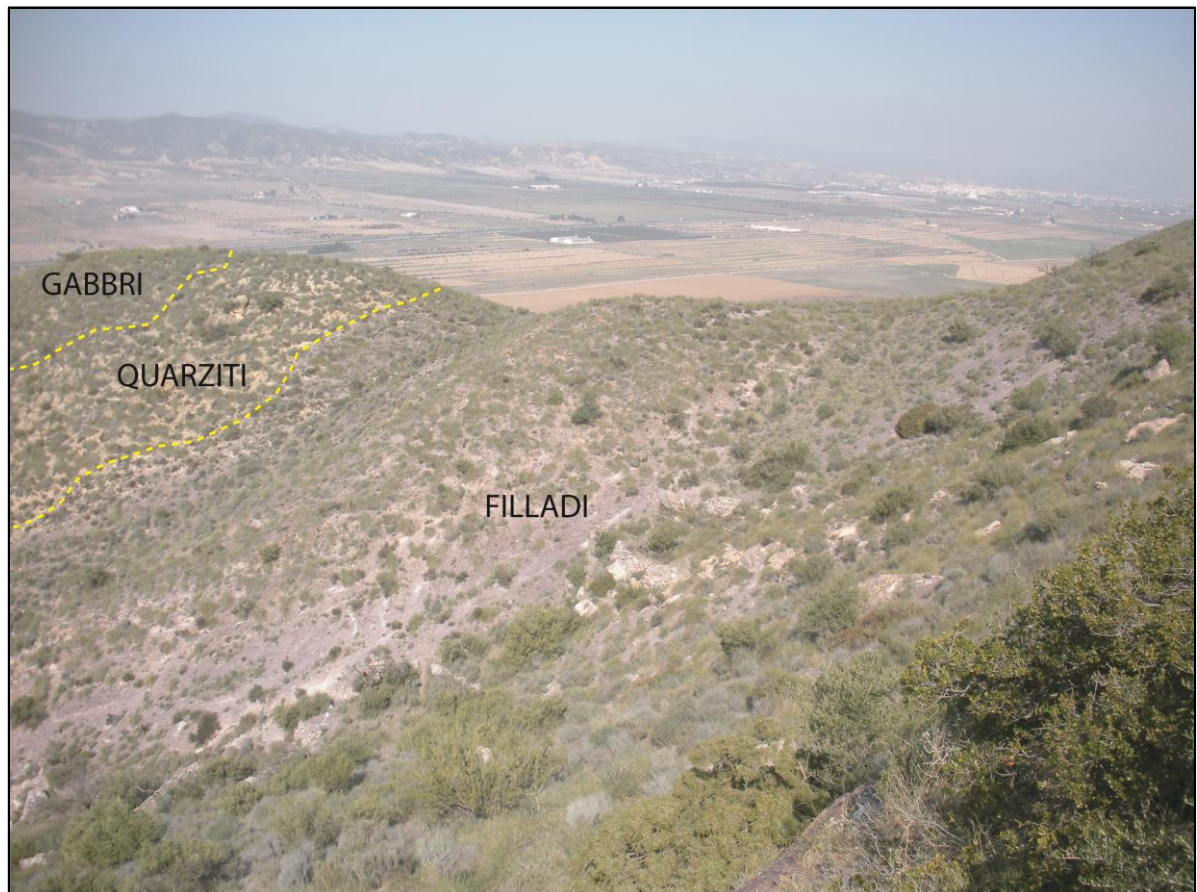


Fig. 3.18: Posizione stratigrafica dei gabbri

I gabbri si estendono arealmente per qualche Km² (fig. 3.19, stralcio di foto aerea foglio 997, Aguilas) e definiscono un corpo con geometria tabulare.

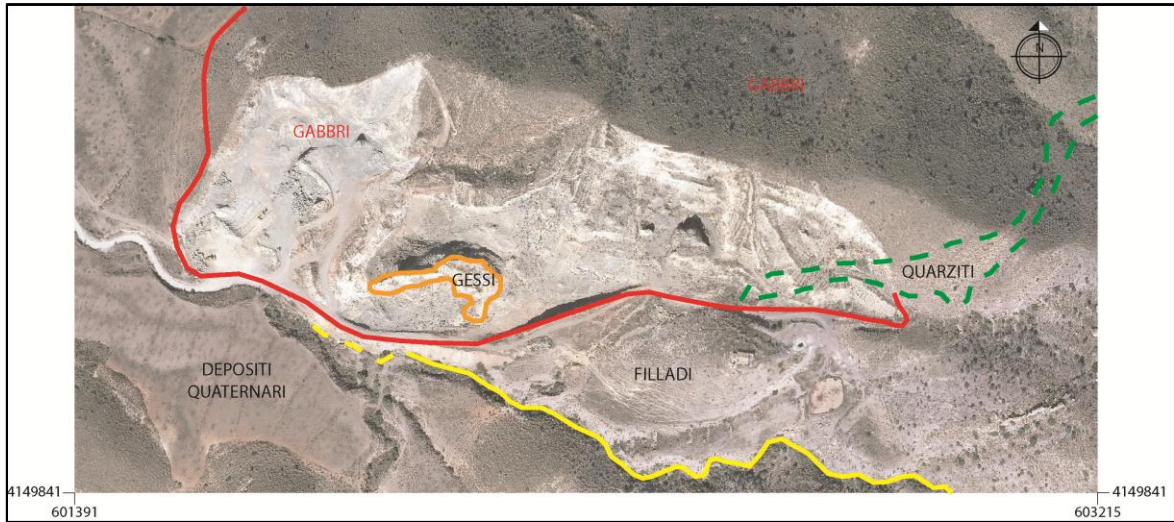


Fig. 3.19: Stralcio di foto aerea foglio 997 (Aguilas), scala 1:50.000 (www.cartomur.com)

Alla mesoscala le quarziti appaiono di colore marrone e si osservano vene di quarzo di ordine centimetrico. I gabbri a contatto con le quarziti appaiono alterati e di colore marrone e presentano una grana media (fig. 3.20).



Fig. 3.20: Gabbri a contatto con le quarziti

Man mano che ci si allontana dal contatto con le quarziti i gabbri appaiono di colore verde con grana più grossa e vene di epidoto ben visibili alla mesoscala.

Le filladi appaiono di colore violaceo e presentano una evidente foliazione. Sono visibili tre diverse generazioni di anisotropie planari: S_0 , S_1 e S_2 .

La S_1 è sub-parallela alla S_0 e la S_2 è determinata dal piegamento della S_1 (fig. 3.21).

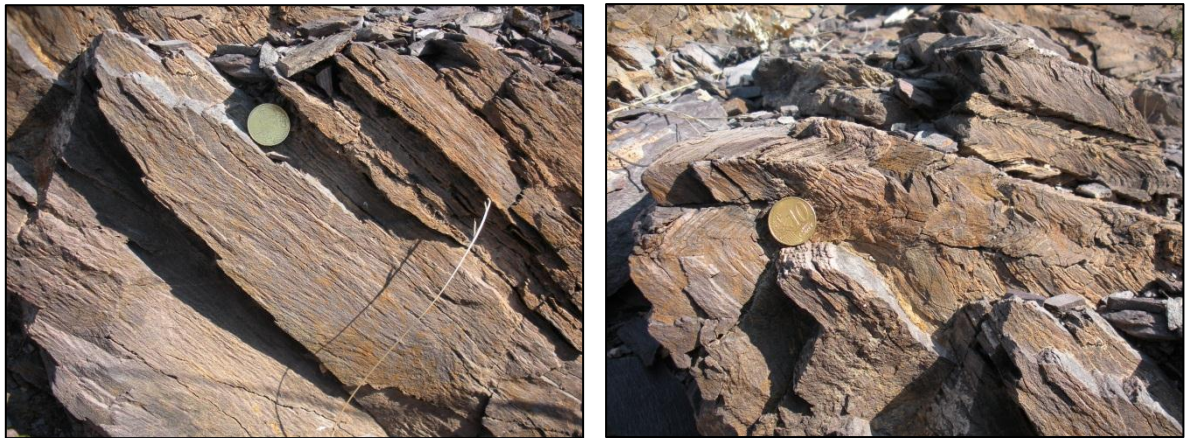


Fig. 3.21: Filladi, a) foliazione S_1 ; b) foliazione S_2

I gabbri mostrano una colorazione sul verde e una grana variabile da grossa a media man mano che ci si sposta nell'affioramento. Sono visibili piccoli cristalli di mica chiara e feldspati e vene di epidoto (fig. 3.22).

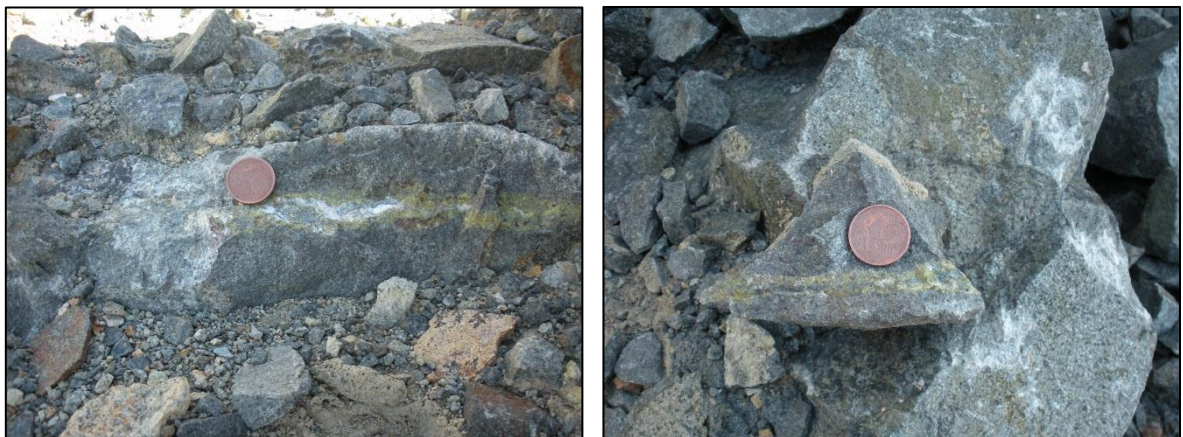


Fig. 3.22: Vene di epidoto

Nella zona centrale dell'affioramento si osserva un livello di gessi, che litologicamente poggia sui gabbri (fig. 3.23).

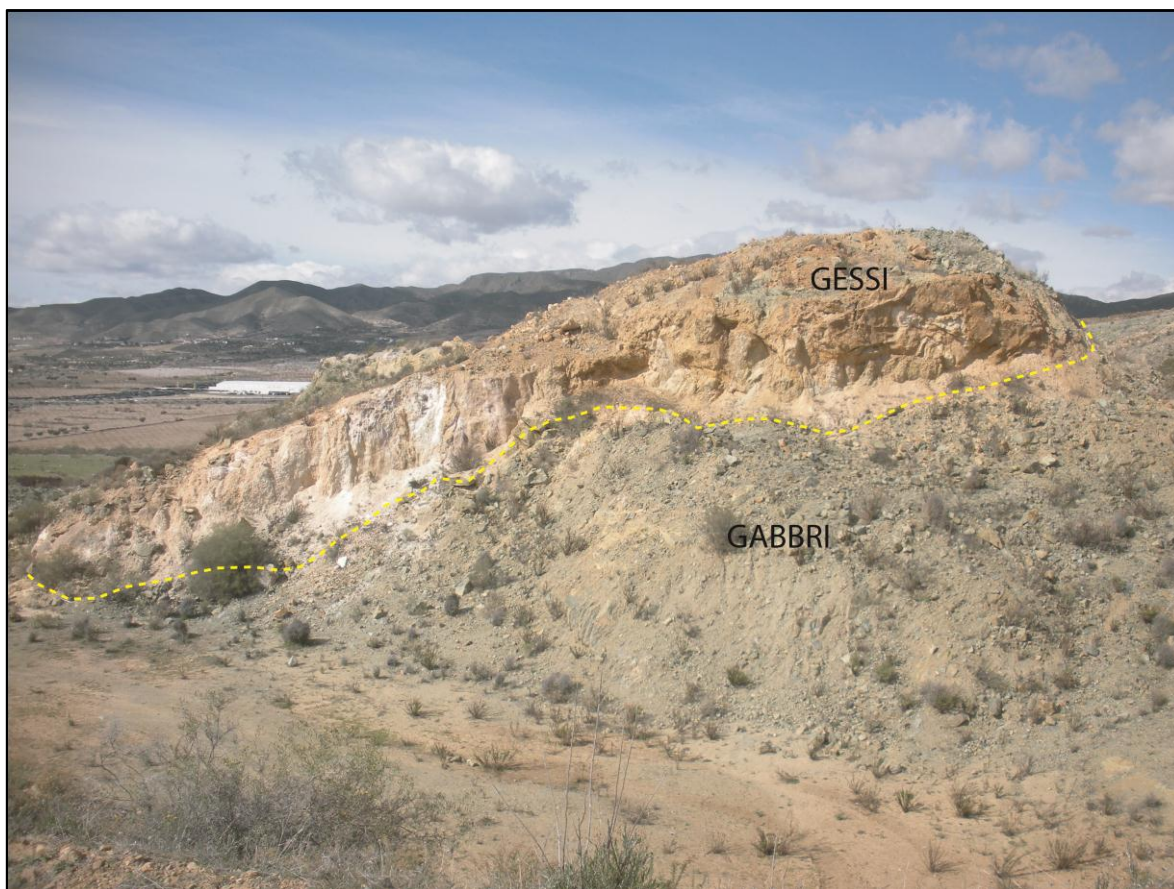


Fig. 3.23: Gessi triassici in contatto con i gabbri

I campioni della parte centrale dell'affioramento mostrano una colorazione verde/azzurro verosimilmente dovuta ad effetti di interazione con agenti metasomatici e incipiente mineralizzazione (fig. 3.24) con grana più grossa e cristalli di dimensioni millimetriche. Anche in quest'area dell'affioramento si osservano vene centimetriche di epidoto, spesso associate a quarzo.



Fig. 3.24: Gabbro con colorazione azzurra, il cerchio nella foto ha un diametro di 2cm

Sierra de Almagro: è situata nella parte orientale della provincia di Almería, tra le località di Huércal-Overa a N, Cuevas de Almanzora a S e Guazamara a E (fig 3.25).



Fig. 3.25: Sierra de Almagro (da Google Earth)

L'attribuzione delle rocce affioranti alle unità della Cordigliera Betica è stato oggetto di controversie, infatti è dagli anni '60 che si discute sulla collocazione di tale unità (García-Tortosa *et al.*, 2002) (fig. 3.26). Attualmente Sierra de Almagro è stata inserita in modo generico nel Complesso Alpujárride.

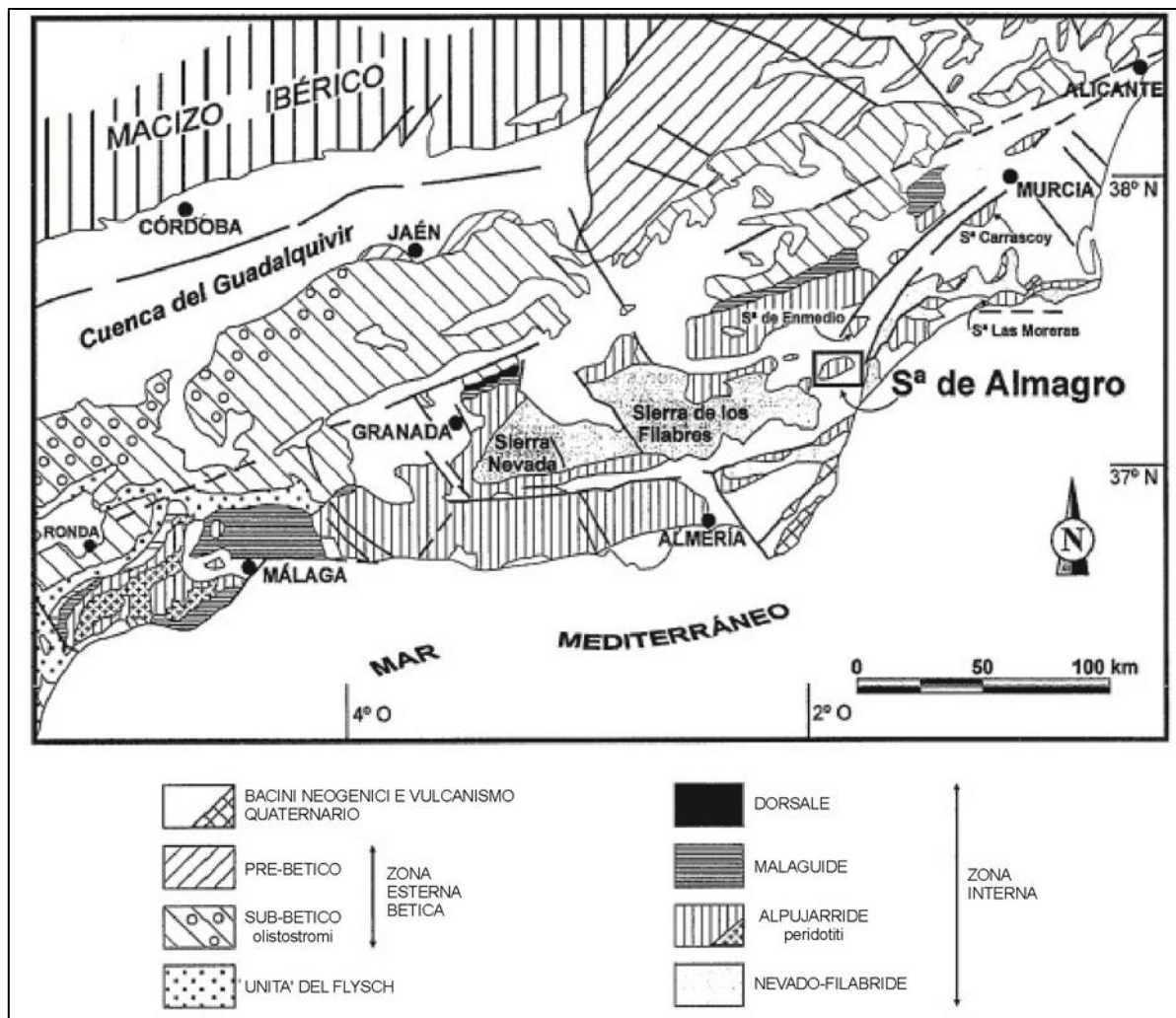


Fig. 3.26: Sierra de Almagro in Cordigliera Bética (García-Tortosa et al., 2002, modificato)

Nella Sierra de Almagro, dal basso verso l'alto si distinguono le seguenti Unità: una Unità del Nevado-Filábride (Gruppo Mulhacén), l'Unità di Tres Pacos e l'Unità de Variegado e piccoli affioramenti del Maláguide. La parte principale di Sierra de Almagro è costituita dall'Unità di Tres Pacos che è caratterizzata da una successione triassica che comprende una Formazione Detritica Inferiore e due Formazioni Carbonatiche (una inferiore e una superiore) (García-Tortosa et al., 2002).

La Formazione Detritica Inferiore è costituita da un membro detritico inferiore e uno superiore. Quello inferiore mostra, nella parte bassa, quarziti bianche e *beige*, verso l'alto predominano metapeliti di vari colori. Nel membro detritico superiore affiorano filladi di colore violaceo, che cambiano verso l'alto a toni del verde. All'interno si osservano livelli di quarziti. Nella parte più alta si

osservano gessi in bande tabulari di spessore metrico associati a quarziti e calcescisti. Al contatto tra la Formazione Detritica e le due Formazioni Carbonatiche si osservano intrusioni di rocce basiche.

Per il campionamento delle intrusioni basiche in Sierra de Almagro è stata visionata la carta geologica 1:50.000, Foglio 996 (Huerca-Overa) (fig. 3.27).

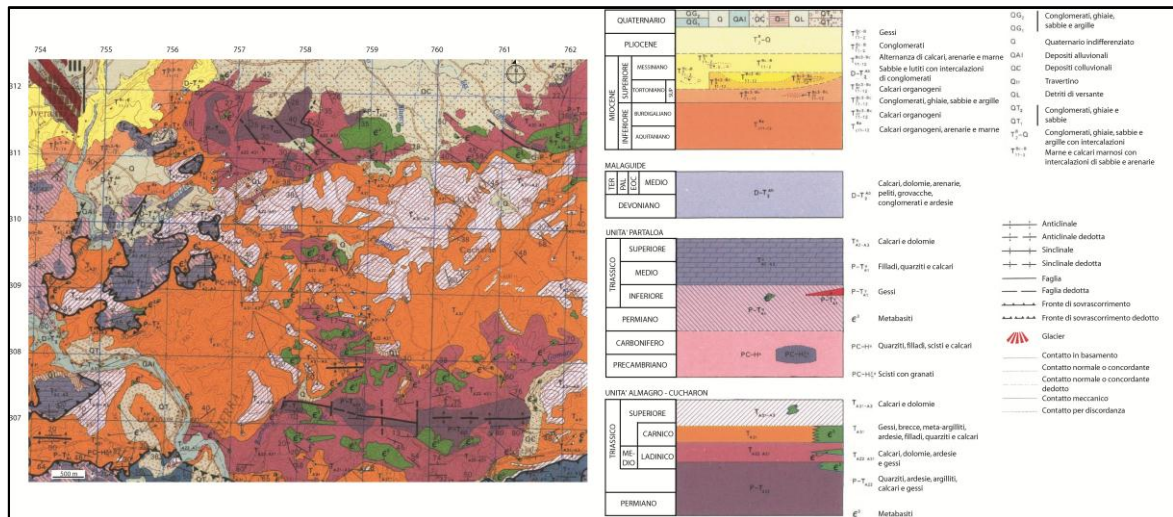


Fig. 3.27: Stralcio di carta geologica del foglio 996 (Huerca-Overa, scala 1:50.000 - IGME 1972) e colonna stratigrafica dei litotipi affioranti

Come si osserva nello stralcio di carta geologica i gabbri (metabasiti in legenda della fig. 3.27) intrudono in Formazioni del Ladinico-Carnico. Gli affioramenti gabbroidi sono distribuiti in tutta Sierra de Almagro. Si tratta di piccoli corpi tabulari che stanno al tetto di filladi triassiche (fig. 3.28).



Fig. 3.28: Posizione stratigrafica dei gabbri in Sierra de Almagro

Alla mesoscala i gabbri mostrano colorazione verde-bruna e grana media, si osservano evidenti fratture cicatrizzate da calcite in aggregati. In tutti gli affioramenti è possibile osservare le stesse caratteristiche e tutti stratigraficamente poggiano sui corpi filladici. Le filladi presentano un piegamento molto intenso e la colorazione varia da grigio-verde a violaceo. I corpi filladici sono molto grandi, dell'ordine del Km e localmente si osservano vene di gesso di spessori metrici.

Barranco de Cacin: fa parte di Sierra de Gador dove affiorano quattro unità tettoniche: Gádor-Turon, Laujar, Murtas e Felix (Martín-Rojas, 2006; Martín-Rojas *et al.*, 2007) (fig. 3.29).

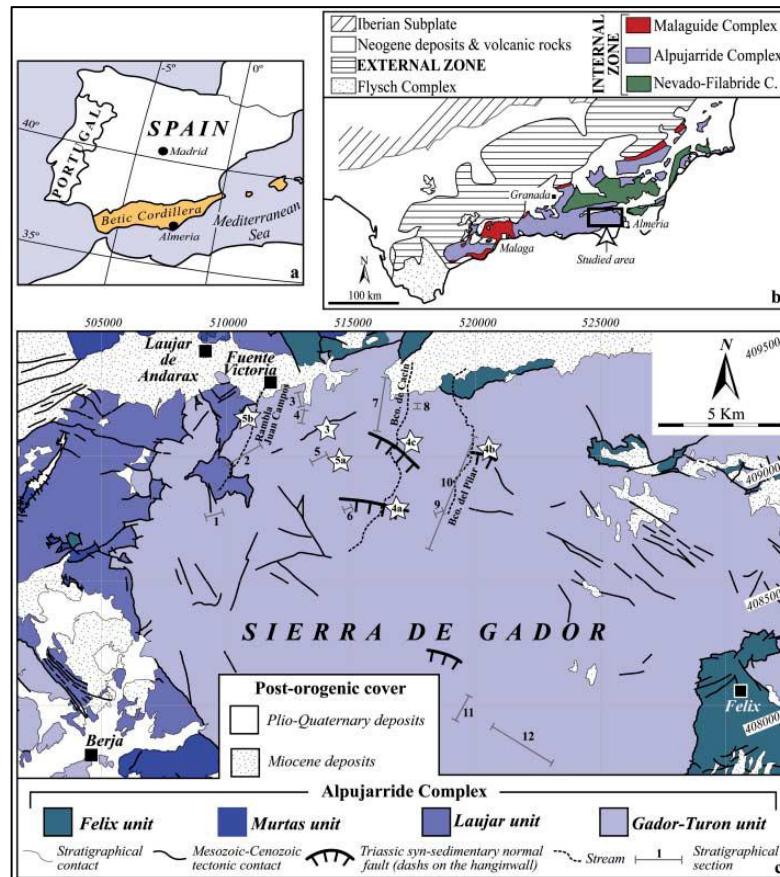


Fig. 3.29: a) Cordigliera Betica; b) Mappa geologica della Cordigliera Betica (modificato dopo Vera, 2004); c) Mappa geologica di Sierra de Gador (modificato dopo Martin-Rojas, 2006)

Le rocce campionate appartengono all'Unità di Gádor-Turon che comprende una delle più potenti e meglio preservate successioni carbonatiche triassiche del sud della Spagna.

L'Unità di Gádor-Turon è formata da una spessa successione composta dalla Formazione Meta-Detritica in basso (Triassico medio, Perrone *et al.*, 2006) e dalla Formazione Meta-Carbonatica nella parte superiore (Triassico medio-superiore, Delgado, 1978; Delgado *et al.*, 1981, 2004; Martín- Martín *et al.*, 2006b; Martín Rojas *et al.*, 2009) (fig. 3.30).

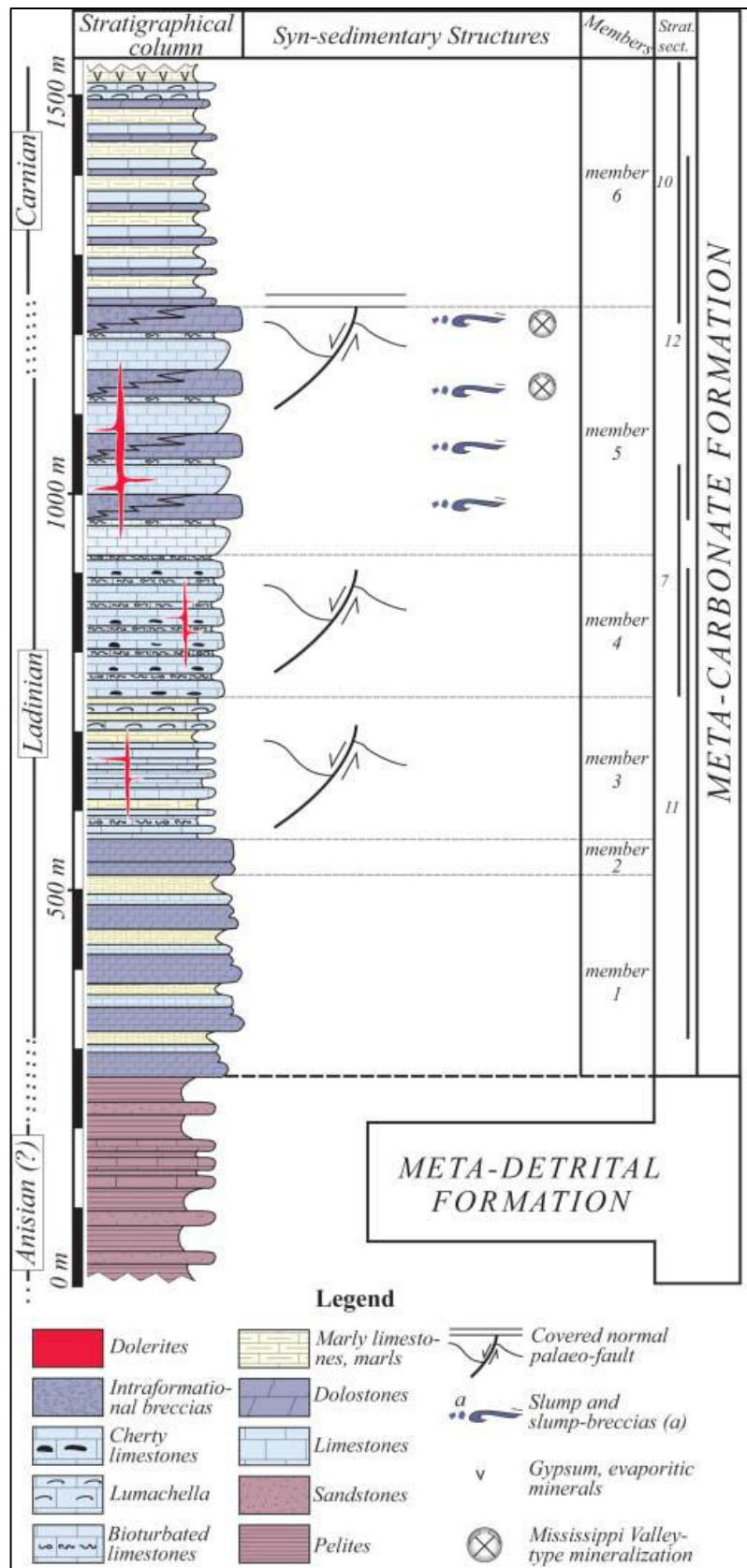


Fig. 3.30: Colonna stratigrafica dell'Unità di Gádor-Turon con strutture sinsedimentarie (Martín-Rojas et al., 2009)

La Formazione Meta-Detritica consiste di filladi e quarziti. La soprastante Formazione Meta-carbonatica (Delgado *et al.*,1981) ha uno spessore di 1300m e sono stati distinti 6 membri, Barranco de Cacin si trova nel quinto membro. Nella Formazione Meta-Carbonatica si distinguono faglie normali relative all'attività tettonica triassica. Le strutture osservate consistono di faglie normali e listriche ad alto angolo che sono coperte da calcari, breccie e dolomie del quinto membro del Ladinico-?Carnico (Martín-Rojas *et al.*, 2009). Localmente lungo le superfici delle paleo-faglie si osservano intrusioni basiche. Non sono stati osservati né dicchi tagliati dalle paleo-faglie, né paleo-faglie che tagliano i dicchi. Un esempio alla macroscala di un dicco che intrude una paleofaglia è quello di Barranco de Cacin (fig. 3.31).



Fig. 3.31: Dicco di gabbri in Barranco de Cacin

Non è possibile osservare il dicco a grande scala a causa della fitta vegetazione. Il dicco intrude all'interno di carbonati datati Trias.

I gabbri appaiono di colore verde-bruno (fig. 3.32), molto alterati in superficie e fratturati. Nella parte fresca sono osservabili mineralizzazioni di siderite.



Fig. 3.32: Gabbri affioranti nel dicco di Barranco de Cacin

Rambla de Huarea: l'affioramento di Rambla de Huarea si trova all'estremo sud della provincia di Granada (fig.3.33).

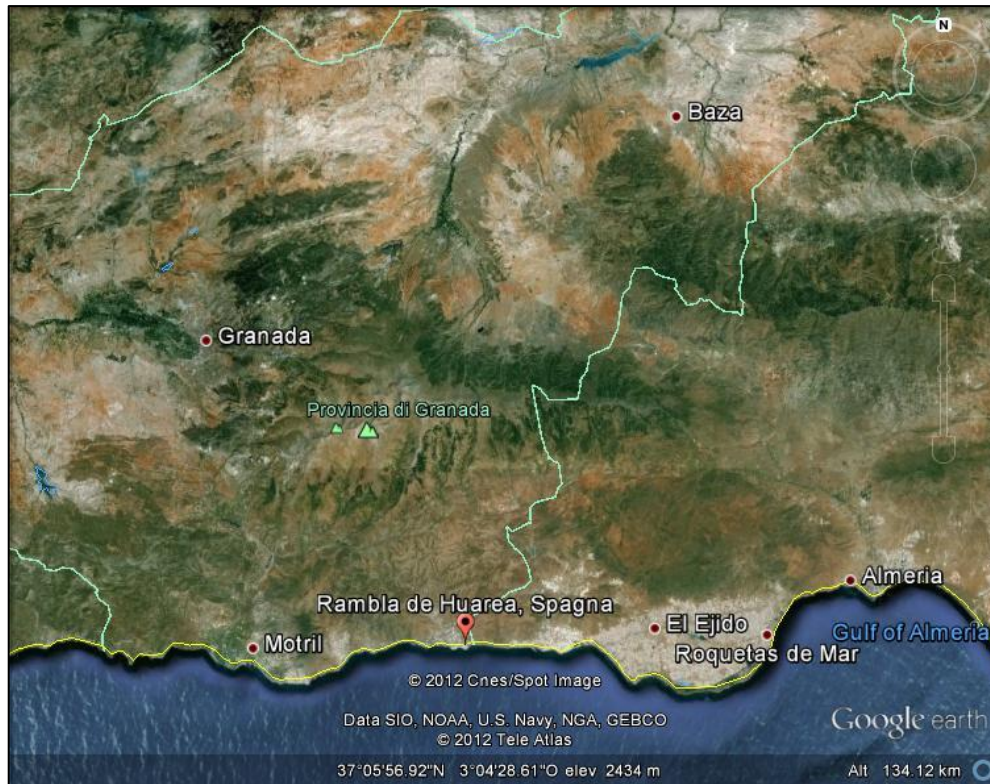


Fig. 3.33: Rambla de Huarea

Si tratta di un sill di rocce basiche molto deformato che intrude in carbonati ladinici. Il corpo intrusivo è caratterizzato da anisotropia pervasiva. Le rocce hanno colore verde e alla mesoscala è possibile osservare piccole vene di calcite (fig. 3.34) disposte parallele all'anisotropia.



Fig. 3.34: Rambla de Huarea, vena di calcite

Sierra de Lújar: affiora nel settore sud-occidentale della provincia di Granada fra i comuni di Pago e Motril (fig. 3.35).



Fig. 3.35: Localizzazione geografica di Sierra de Lújar (indicata con la freccia in giallo)

Geologicamente appartiene alla parte del Complesso Alpujarride che affiora a S della Sierra Nevada e comprende cinque unità tettoniche (Aldaya, 1969, 1979, 1981, 1983). Dal basso verso l'alto sono: Lújar, Cástaras, Alcázar, Murtas e Adra. Sierra de Lújar è costituita da una formazione carbonatica triassica e nella zona SE ed E, gli scisti, le quarziti e le marne dell'Unità di Cástaras poggiano sopra i carbonati. L'intrusione di rocce basiche si rinviene solo in Sierra de Lújar.

Le rocce basiche affiorano come un piccolo dicco metrico che segue l'immersione della stratificazione dei carbonati incassanti (fig. 3.36). Alla mesoscala i gabbri presentano una colorazione verde e mineralizzazioni di Fe. Il contatto con i carbonati è ben visibile e, proprio in corrispondenza del contatto

(fig. 3.37a), si osserva una colorazione bruno-rossastra. I carbonati sono molto fratturati, mostrano una colorazione sul grigio e appaiono ricristallizzati. Sul corpo di gabbri si sviluppa una foliazione sub-orizzontale e in alcuni punti si osservano livelli più verdi ricchi in epidoto e livelli più bruni ricchi in Fe (fig. 3.37b).

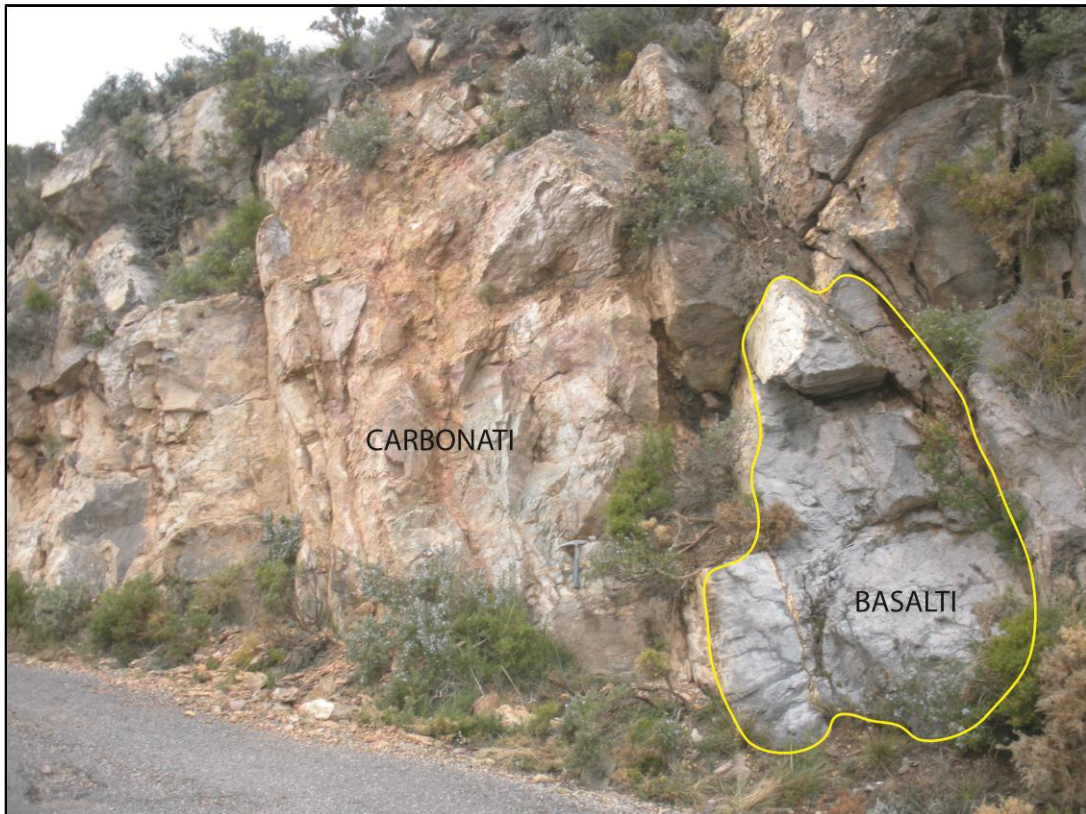


Fig. 3.36: Dico metrico che intrude nei carbonati



Fig. 3.37: a) contatto litologico; b) foliazione sub-orizzontale

3.2. Calabria settentrionale

Le rocce basiche in Calabria settentrionale affiorano nell'area di Monte Cerviero, Monte Bombolato, Verbicaro e Acquaformosa. Il rilevamento geologico ed il campionamento hanno permesso di definire la natura dei rapporti fra le intrusioni basiche e le rocce incassanti. Per la localizzazione degli affioramenti è stata utilizzata la carta geologica di Iannace *et al.*, 2007 dell'area compresa tra Maratea, Castrovillari e Sangineto, scala 1:100.000. Nel lavoro di Iannace *et al.*, 2007 vengono distinti due differenti tipi di intrusioni:

- metabasiti che intrudono nelle filladi anisiche di Acquaformosa (Unità di San Donato secondo Amodio-Morelli *et al.*, 1976) e nei metacalcari di San Donato (Barca *et al.*, 2010);
- metabasalti e lave a *pillow* nell'Unità di Lungro-Verbicaro ("limburgiti" *Auct.*) che intrudono nella Formazione di Serra del Bonangelo datata Lias-Dogger.

Monte Cerviero: la maggior parte degli affioramenti sono ubicati lungo il sentiero che parte da località Cappella del Carmine e arriva fino alla cima del rilievo (fig. 3.38), in particolare si osservano numerosi affioramenti in prossimità di località La Castagnara e Vallone della Castagnara oltre che lungo l'ultimo km del sentiero. Il sentiero che porta alla cima ha una lunghezza di circa 4 km con un dislivello di circa 370 m. Dopo 2,5 km dall'inizio del sentiero si giunge ad un bivio; a destra si segue un percorso di circa 500 m dove si trovano, sul lato sinistro della strada, numerosi affioramenti di rocce basiche (figg. 3.39 e 3.40):

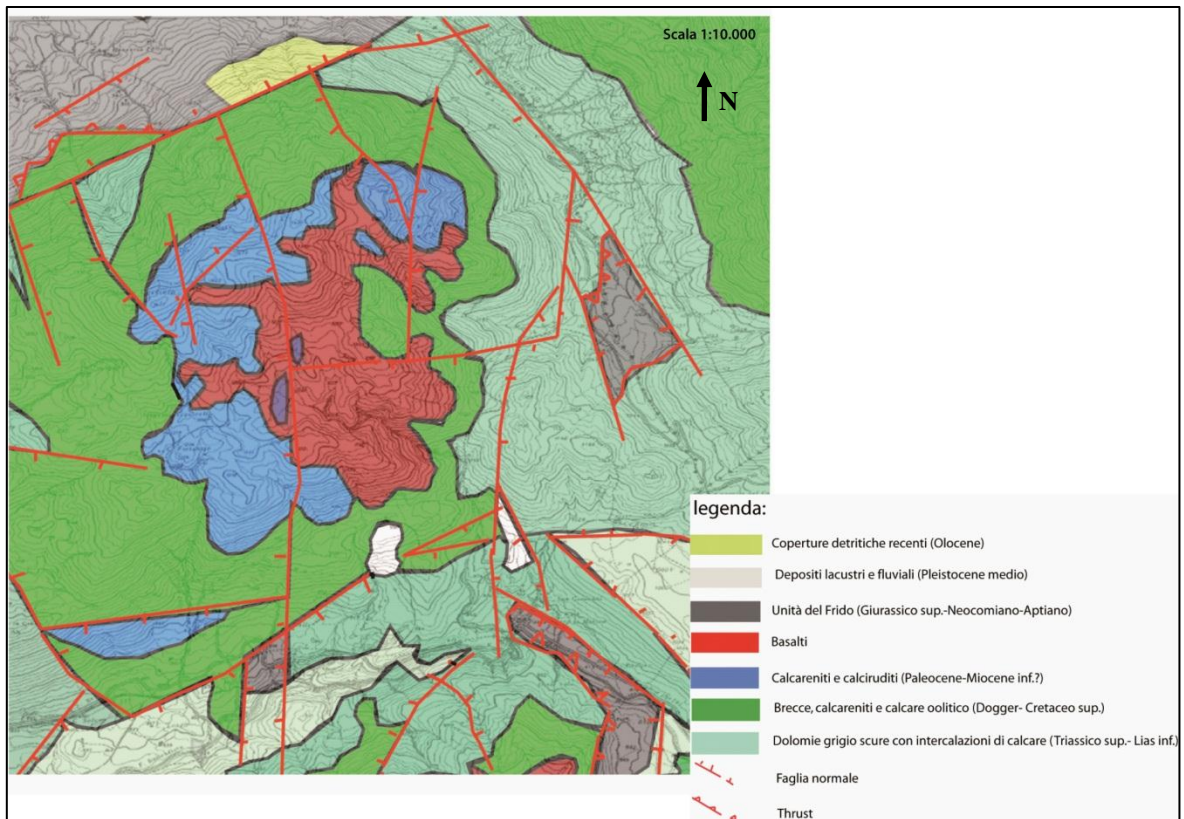


Fig. 3.38: Carta geologica realizzata su base topografica 1:10.000, Foglio 221, IV SO sez. A (Monte Cerviero)



Fig. 3.39: Affioramento di basalti compatti



Fig. 3.40: *Basalti compatti*

Questi affioramenti si presentano di dimensioni metriche. Le rocce si presentano compatte e di colore bruno-rossastro, molto spesso attraversate da vene rossicce, presentano numerose vescicole di forma sferica e di dimensioni variabili da qualche mm a quasi un cm di diametro; affiorano anche rocce afiriche di colore verde, con la presenza di vescicole di forma sferica e dimensione millimetrica.

Proseguendo verso la cima del Monte Cerviero le rocce basiche affiorano con continuità. Alla mesoscala le rocce si presentano di colore grigio verdastro, con struttura tipo *pillow lavas* (fig. 3.41). Nelle parti superficiali assumono talora un aspetto coriaceo con bollosità e cavità vacuolari.



Fig. 3.41: Basalti tipo lave a pillow

Le lave vengono a contatto con i carbonati, talora il contatto è ben visibile. A quota 1426 m sul livello del mare, ad E della cima del Monte Cerviero, la lava è direttamente inglobata come frammenti nei calcari (fig. 3.42).



Fig. 3.42: Calcare che ingloba frammenti di lava

Il contatto tra lave e carbonati non sembra evidenziare effetti metamorfici di contatto. Nelle zone di contatto il calcare è spesso fratturato e ricementato da materiale magmatico ed assume l'aspetto di una breccia ad elementi calcarei talora arrotondati; anche nei frammenti calcarei inglobati non si nota la crescita di minerali di contatto si osserva una lieve ricristallizzazione della calcite.

Monte Bombolato:

E' ubicato a S del Monte Cerviero e anche in quest'area sono presenti numerosi affioramenti di rocce basiche al contatto con calcari e dolomie.

Gli affioramenti metrici sono stati cartografati lungo il versante E del rilievo (fig. 3.43), in località Acqua della Foce a circa 850-900 m sul livello del mare.

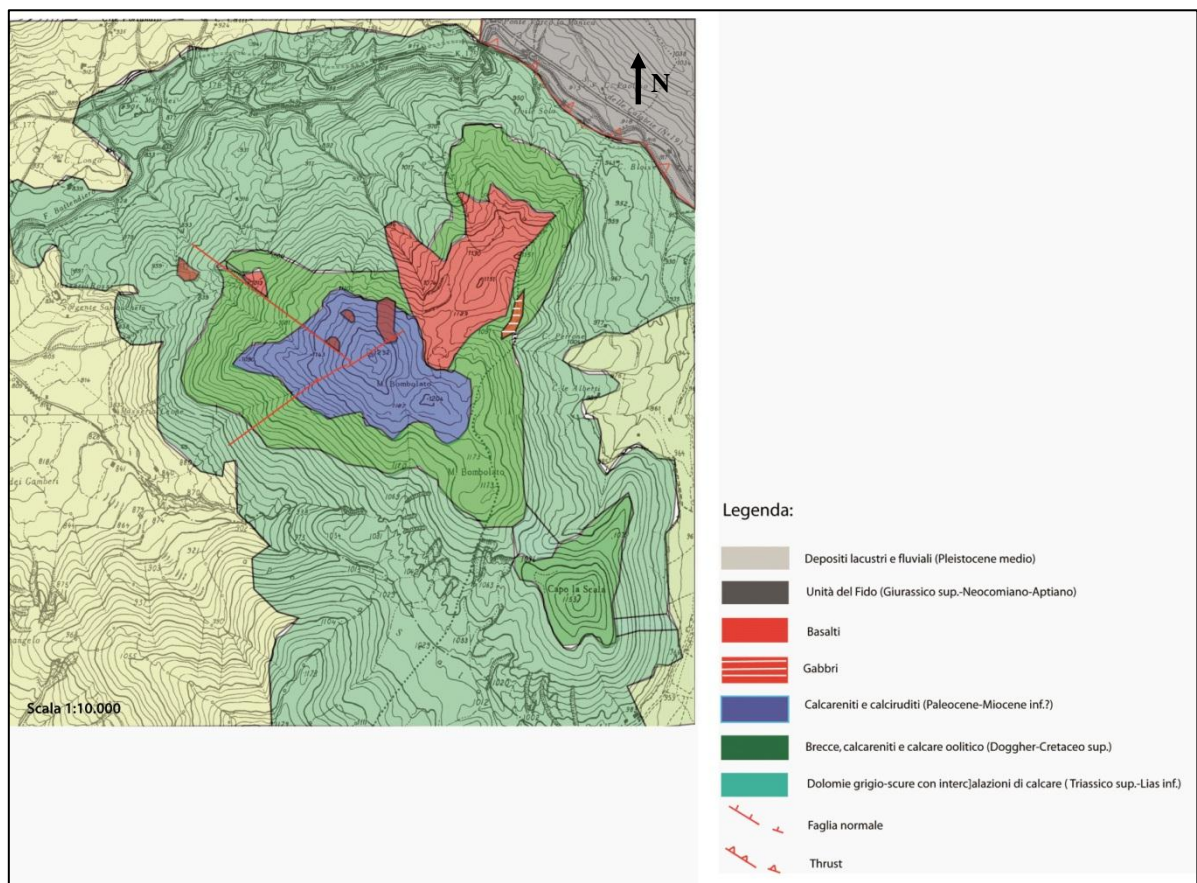


Fig. 3.43: Carta geologica realizzata su base topografica 1:10.000, Foglio 221, IV SO sez. A

Le rocce si presentano con una tipica colorazione grigio-verde, presentano vescicole sferiche di diametro millimetrico, mostrano tessitura porfirico-seriata

con fenocristalli di minerali opachi, si osservano anche minerali prodotti da effetti di spilitizzazione quali zeoliti e clorite. Lungo il sentiero si rinvencono anche numerose breccie di rocce basiche, di diametro decimetriche, di colore bruno-rossastro.

Lungo il versante orientale del Monte Bombolato, in località Il Piraro si osservano altri affioramenti di rocce basiche che come gli affioramenti del versante occidentale di questo rilievo non presentano strutture tipo *pillow lavas*, infatti sono lave massive di colore rossastro in genere alterate, sono porfiriti e rocce gabbroidi (fig. 3.44). I corpi basici intrudono rocce calcaree anche se non affiora mai il contatto tra le due litologie.



Fig. 3.44: Rocce gabbroidi in località Il Piraro

Verbicaro: nell'area ENE di Verbicaro, in zona Timpone del Vaccaro affiora una sequenza spessa circa 30 metri costituita dal basso verso l'alto da rocce cumulitiche e gabbri, sormontati da rocce carbonatiche (fig. 3.45).

Le rocce cumulitiche mostrano colorazione nerastra, hanno grana medio-grossa e aspetto massivo ("limburgiti" *Auct*) (fig. 3.46).



Fig. 3.45: Posizione stratigrafica dei gabbri



Fig. 3.46: Ortocumuliti (Verbicaro)

I gabbri hanno grana media e localmente, alla mesoscala, si osserva la struttura ofitica. Il colore rossastro con cui appaiono questi litotipi è dovuto al notevole grado di alterazione.

In zona Cozzo del Lepre si osserva un dicco metrico di rocce basiche intruso nella Formazione di Serra del Bonangelo datata Lias-Dogger (Iannace *et al.*, 2005b; 2007). Le rocce basiche appaiono massive con una tipica colorazione verdastra in cui spiccano aghetti di stilpnomelano. I campioni prelevati sono 3: AB104, AB105, AB106.

Acquaformosa: si tratta di un volume intrusivo di dimensioni decametriche che intrude nelle filladi anisiche e nella formazione carbonatica del Ladinico-Carnico dell'Unità di Lungro-Verbicaro (Iannace *et al.*, 2007) che, in quest'area, corrisponde all'Unità di San Donato (Amodio-Morelli *et al.*, 1976). In affioramento i gabbri hanno aspetto massivo e molto fratturato di colore verde-bruno e con grana medio-fine (fig.3.47)

Le filladi anisiche si presentano di colore grigio con marcata scistosità e grana fine. I carbonati sono presenti lungo la SP263 che dal Comune di San Donato di Ninea arriva al Comune di Acquaformosa. Si tratta di corpi compatti di dimensioni ettometriche, mostrano un colore grigiastro e localmente appare esposto il contatto con le filladi.



Fig. 3.47: *Affioramento di gabbri intrusi in filladi di età anisica (Acquaformosa)*

Alla mesoscala si osservano sistemi di frattura cicatrizzati da calcite in aggregati. I campioni prelevati sono 6 e sono stati siglati come: 9B, 10B, 11B, 15B, 16B, 17B.

3.3 Sintesi delle osservazioni di terreno

Dalle osservazioni effettuate sul terreno, nel Complesso Alpujárride (Cordigliera Betica, Spagna sud-orientale) e nell'Unità di Lungro-Verbicaro (Calabria settentrionale), si osserva che nell'area Betica è stato possibile evidenziare una diversità per quanto riguarda la geometria delle intrusioni. Infatti nel settore orientale del Complesso Alpujárride, comprendente gli affioramenti di Isla de Nueva Tabarca, Sierra de Orihuela, Sierra de Carrascoy, Sierra de Enmedio e Sierra de Almagro, si osservano corpi intrusivi tabulari tipo laccoliti

con volumi fino a qualche Km³, mentre nel settore occidentale, negli affioramenti di Barranco de Cacin, Rambla de Huarea e Sierra de Lujar le intrusioni hanno dimensioni metriche e si osservano in dicchi.

Ai due caratteri giacitureali corrispondono differenze di tipo litologico. Nel settore orientale i corpi tabulari sono costituiti da gabbri, mentre nel settore occidentale i dicchi sono costituiti da basalti e minori volumi di gabbri, questi ultimi affioranti a Barranco de Cacin.

In Calabria settentrionale gli affioramenti di Monte Cerviero e Monte Bombolato (Formazione della Breccia a Selce) sono costituiti da effusioni sottomarine con formazione di *pillow lavas* e minori corpi gabbroidi.

Nell'area di Verbicaro (Formazione di Serra del Bonangelo), a Timpone del Vaccaro si osservano corpi intrusivi formati da ortocumuliti e gabbri, a Cozzo del Lepre si osserva un dicco di rocce basiche di dimensioni metriche. Nell'affioramento di Acquaformosa (Unità di San Donato secondo Amodio-Morelli *et al.*, 1976), che è quello più meridionale, si osserva un piccolo corpo tabulare di gabbri.

Nella seguente tabella 3.48 è riportato uno schema riassuntivo della geometria delle intrusioni riconosciute sul terreno nelle due aree oggetto di studio.

LOCALITA'	GEOMETRIA DELLE INTRUSIONI
<i>Cordigliera Betica</i>	
Settore orientale: Isla de Nueva Tabarca, Sierra de Orihuela, Sierra de Carrascoy, Sierra de Enmedio e Sierra de Almagro	Corpi tabulari (tipo laccoliti con volumi fino a qualche Km ³)
Settore occidentale: Barranco de Cacin, Rambla de Huarea e Sierra de Lujar	Dicchi
<i>Calabria settentrionale</i>	
Monte Cerviero e Monte Bombolato	Effusioni sottomarine con formazione di <i>pillow lavas</i> e minori corpi gabbroidi
Verbicaro: Timpone del Vaccaro Cozzo del Lepre	Piccoli corpi tabulari (decametrici) Dicco metrico
Acquaformosa	Piccolo corpo tabulare intrusivo

Tabella 3.48: Schema riassuntivo delle geometrie delle intrusioni

4 - PETROGRAFIA

La caratterizzazione petrografica delle rocce basiche analizzate in questo lavoro di tesi è stata effettuata attraverso lo studio al microscopio ottico a luce polarizzata di 50 sezioni sottili del Complesso Alpujárride (Cordigliera Betica) e 35 dell'Unità di Lungro-Verbicaro (Calabria settentrionale).

4.1. Complesso Alpujárride

Le sezioni sottili del Complesso Alpujárride sono state ottenute da campioni di rocce prelevate in 8 affioramenti riportati in fig. 4.1. Da E verso W gli affioramenti sono i seguenti: Isla de Nueva Tabarca, Sierra de Orihuela, Sierra de Carrascoy, Sierra de Enmedio, Sierra de Almagro, Barranco de Cacin, Rambla de Huarea e Sierra de Lújar.

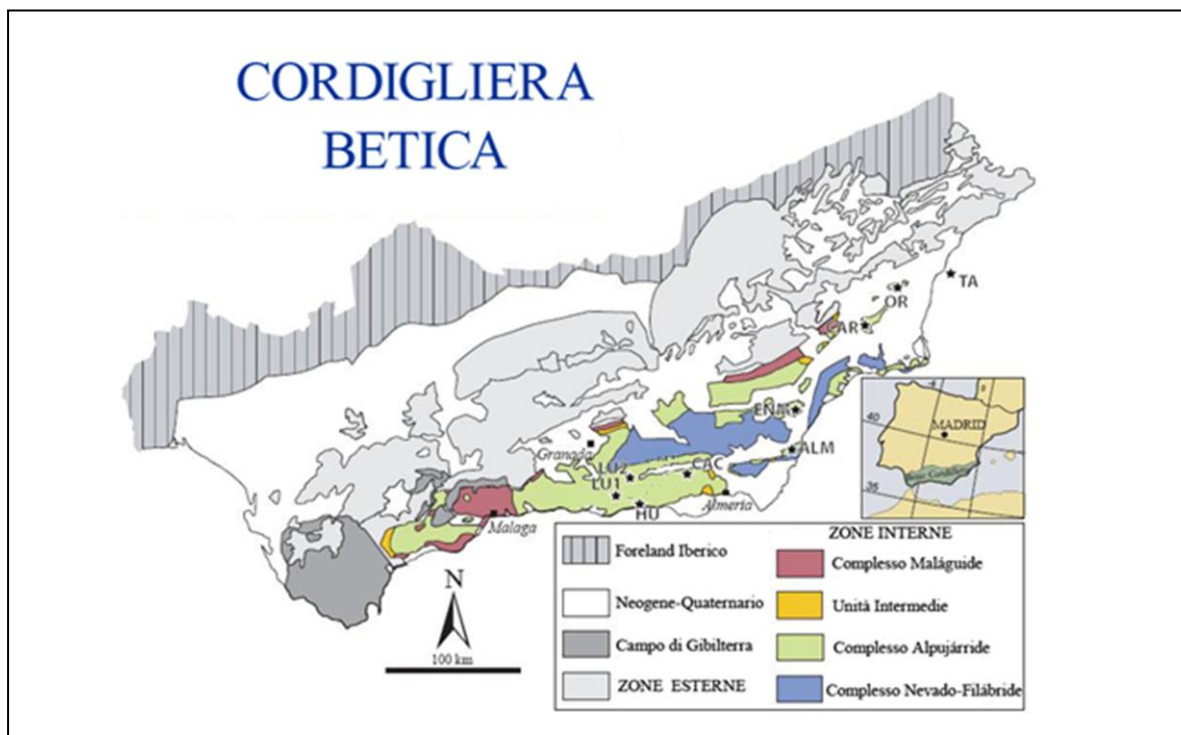


Fig. 4.1: Ubicazione degli affioramenti nel Complesso Alpujárride

Le analisi petrografiche hanno permesso di definire le seguenti litologie: gabbri (Isla de Nueva Tabarca, Sierra de Orihuela, Sierra de Carrascoy, Sierra de Enmedio, Sierra de Almagro e Barranco de Cacin), anortositi (Sierra de Orihuela) e basalti (Rambla de Huarea e Sierra de Lújar).

Negli affioramenti del settore orientale, fra le province di Alicante a NE e Almeria a SW e nell'affioramento del settore occidentale di Barranco de Cacin (provincia di Granada) affiorano gabbri, mentre nel settore occidentale le litologie presenti sono prevalentemente basalti. Dalle osservazioni di terreno, descritte nel Cap. 3, le intrusioni gabbroidi sono rappresentate da grandi corpi tabulari, mentre i basalti nel settore occidentale affiorano in dicchi di dimensioni metriche.

Gabbri (settore orientale)

Si tratta di rocce variamente retrocesse a grana medio-grossa in cui si osserva una struttura da ofitica a sub-ofitica (fig. 4.3). L'associazione mineralogica è data da: plagioclasio, pirosseno, anfibolo, epidoto, biotite, clorite, quarzo e opachi (tab. 4.2).

<i>Campioni</i>	<i>Affioramento</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Cpx</i>	<i>Hbl</i>	<i>Act</i>	<i>Ep</i>	<i>Bt</i>	<i>Chl</i>	<i>Qz</i>	<i>Op</i>
<i>RVT1</i>	Isla de Nueva Tabarca	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
<i>RVT2</i>	“	X	X	X	X	X	X		X		X
<i>RVT4</i>	“	X	X	X	X	X	X			X	X
<i>RVT6</i>	“	X	X	X		X	X		X	X	X
<i>RVT7</i>	“	X	X	X		X	X		X	X	X
<i>TAB1</i>	“	X	X	X			X		X	X	X
<i>TAB2</i>	“	X		X	X	X	X		X	X	X
<i>TAB3</i>	“	X	X	X			X		X	X	X
<i>TAB4</i>	“	X		X		X	X		X		X
<i>RVOR1</i>	Sierra de Orihuela	X	X	X	X	X	X	X	X		X
<i>RVOR3A</i>	“	X	X	X	X	X	X		X		X
<i>RVOR3B</i>	“	X		X	X	X	X		X		X
<i>OR1</i>	“	X		X	X				X	X	X
<i>OR2A</i>	“	X	X	X		X		X	X	X	X
<i>OR2B</i>	“	X		X	X			X		X	X
<i>OR3</i>	“	X		X	X				X	X	X
<i>RVCAR1</i>	Sierra de Carrascoy	X		X		X	X		X		X
<i>RVCAR3</i>	“	X		X			X				X
<i>RVCAR4</i>	“	X		X	X				X	X	X
<i>RVCAR5</i>	“	X		X	X					X	X

RVENM1	Sierra de Enmedio	X	X	X	X	X	X		X	X	X
RVENM2	“	X	X	X		X	X		X	X	X
RVENM3	“	X	X	X		X	X		X	X	X
RVENM4	“	X	X	X		X	X		X		X
RVENM5	“	X		X		X	X		X		X
ENM1	“	X		X			X		X	X	X
ENM2	“	X		X	X	X	X		X	X	X
ENM2A	“	X		X	X		X		X	X	X
ENM3	“	X		X	X				X	X	X
ENM4	“	X	X	X	X		X		X	X	X
ENM4A	“	X	X	X			X		X	X	X
RVALM1	Sierra de Almagro	X		X	X	X				X	X
RVALM3	“	X		X	X	X	X				X
ALM1	“	X	X	X	X				X	X	X
ALM2	“	X		X	X	X				X	X
ALM3	“	X		X			X			X	X
RVCAC2A	Barranco de Cacin	X		X		X			X		
RVCAC2B	“	X		X		X	X	X			X
RVBC1A		X		X				X	X	X	X
RVBC1C		X		X		X			X	X	X
RVBC2A	“	X		X		X	X	X			X
RVBC2B		X		X		X			X		X

Tab. 4.2: Associazioni mineralogiche dei gabbri del Complesso Alpujarride

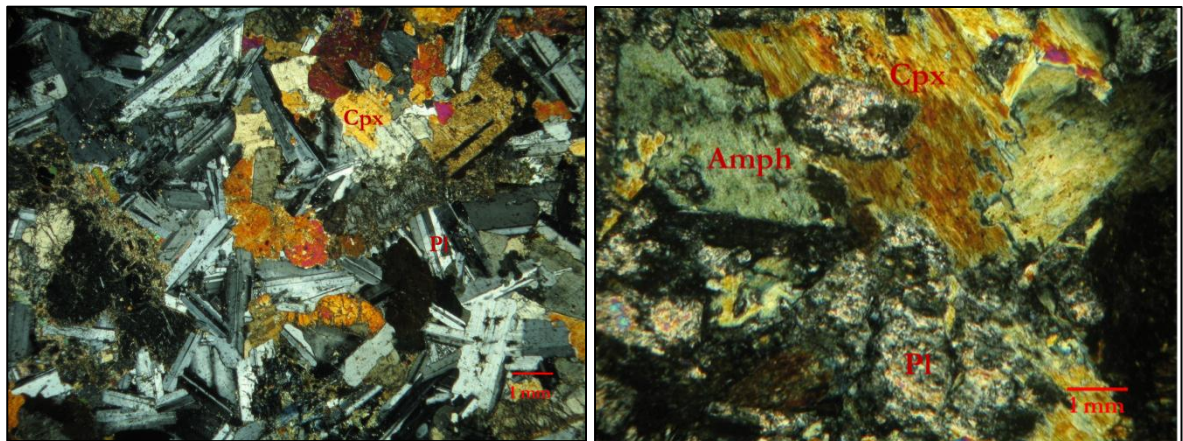


Fig. 4.3: RVTA2 (Isla de Nueva Tabarca, struttura ofitica) e ENM1 (Sierra de Enmedio)

I *plagioclasti* appaiono in cristalli di differenti dimensioni da idiomorfi a subidiomorfi, zonati e geminati albite-Carlsbad. Gli angoli di estinzione simmetrica determinati sugli individui geminati albite sono di 35° in corrispondenza dei nuclei e di 9° in corrispondenza dei bordi a cui corrispondono composizioni di labradoriti (An_{60}) e oligoclasio (An_{20}) rispettivamente. Quindi la zonatura è di tipo normale. Alcuni individui appaiono

moderatamente retrocessi e all'interno del cristallo sono visibili minute lamine di sericite.

I *clinopirosseni* appaiono in cristalli subidiomorfi di diverse dimensioni debolmente colorati sul giallo-pallido, verde-pallido, violetto-pallido. Il $2V_x$ è di circa 60° e il segno ottico positivo. A nicols incrociati è possibile osservare la geminazione e la birifrangenza massima sul blu del secondo ordine. Dalle caratteristiche ottiche si tratta di clinopirosseni a composizione augitica. Includono cristalli idiomorfi di plagioclasti e opachi.

Sono state osservate due differenti generazioni di *anfiboli*. La prima generazione si presenta in cristalli subidiomorfi di dimensioni medio-grandi con evidente pleocroismo sul marrone-verde intenso, si tratta di anfiboli magmatici di tipo orneblenda (fig. 4.4). La seconda generazione è data da anfiboli di composizione actinolitica; questa fase si osserva in aggregati laminari debolmente pleocroici sul giallo pallido che crescono come prodotti di retrocessione sui cristalli di orneblenda. Spesso lungo i bordi dei cristalli di orneblenda, a nicols paralleli, si osserva la crescita di un minerale con un colore anomalo sul blu-verde, si tratta di un'orneblenda a cloro e potassio.

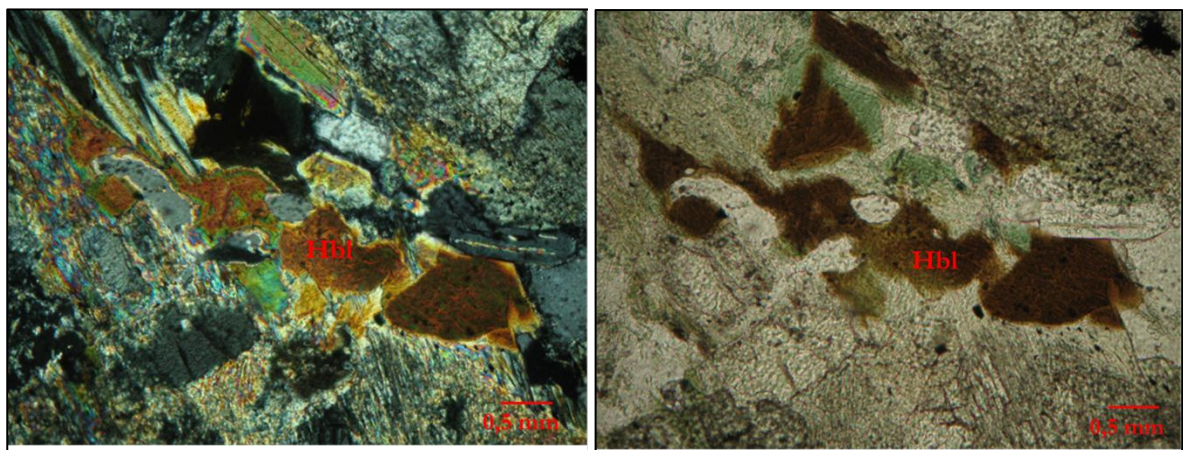


Fig. 4.4: RV/OR3B (Sierra de Oribueta), nicols incrociati e paralleli

L'*epidoto* si osserva in aggregati con abito prismatico. Mostra un colore verde pallido e alti colori di interferenza. Spesso si osservano dei piccoli cristalli di ordine millimetrico inclusi nei cristalli di plagioclasti.

La *biotite* appare in lamine idiomorfe che mostrano un pleocroismo da giallo pallido a marrone. Su alcuni cristalli si osserva la crescita pseudomorfa di clorite lungo i bordi.

La *mica chiara* è stata osservata in due differenti posizioni strutturali. Una mica chiara₁ si osserva in lamine idiomorfe pleocroiche sul verdino e con alta birifrangenza; talora questa fase cresce in plaghe al contatto tra plagioclasti e clinopirosseni: potrebbe trattarsi di fengite. La mica chiara₂ si osserva in aggregati microscagliosi che assieme all'epidoto sostituisce, in modo pseudomorfo, i plagioclasti.

La *clorite* mostra un pleocroismo sul verde e si osserva come prodotto di retrocessione sulla biotite. Cresce in aggregati microscagliosi al contatto tra gli opachi e i clinopirosseni e talvolta si osserva sui bordi delle orneblende.

Il *quarzo* si osserva in cristalli anedrali, incolore e presenta estinzione ondulata. Ha birifrangenza debole con colori di interferenza sul grigio del I ordine.

L'*opaco* è presente in cristalli interstiziali subidiomorfi che includono cristalli idiomorfi di plagioclasti, cristalli anedrali di clinopirosseni e lamine di biotite.

In alcuni campioni di gabbri provenienti dagli affioramenti di Isla de Nueva Tabarca, Sierra de Orihuela, Sierra de Carrascoy, Sierra de Enmedio e Sierra de Almagro si osservano strutture mirmechitiche (fig. 4.5).

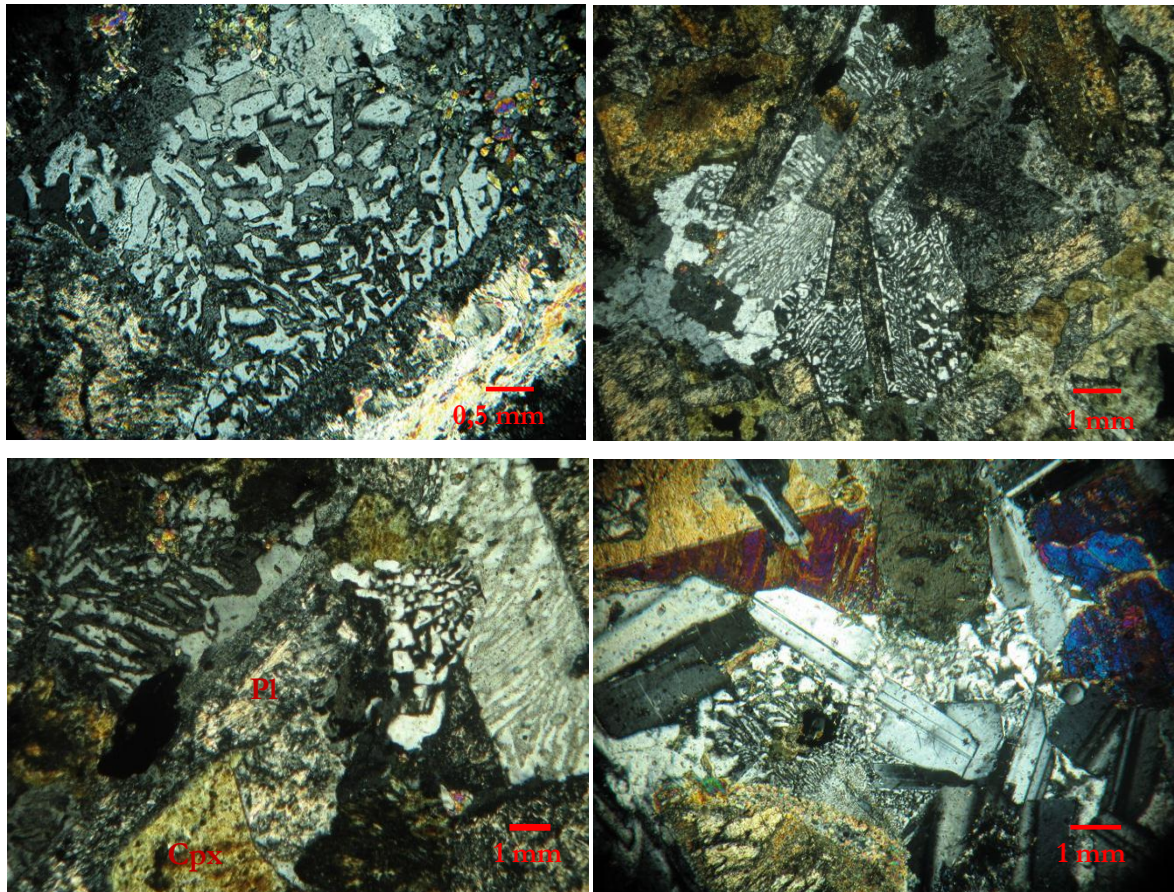


Fig. 4.5: a) Strutture mirmecbitiche in RVOR3B (Sierra de Oribuela), b) TAB1 (Isla de Nueva Tabarca), c) ENM2 (Sierra de Enmedio), d) OR1 (Sierra de Oribuela)

Tali strutture sono costituite da concrescimenti di plagioclasio e quarzo. Sono presenti solo nei gabbri del settore orientale.

L'unico campione di anortosite, RVOR2, ha un'associazione mineralogica data da: plagioclasio, carbonati e opachi.

I *plagioclas*i si osservano in cristalli euedrali con geminazione albite e albite-Carlsbad e birifrangenza grigia (fig. 4.6). Alcuni individui sono debolmente retrocessi in piccole lamine di mica chiara.

I *carbonati* si osservano come aggregati incolori con birifrangenza anomala.

L'*opaco* si osserva in cristalli di piccole e medie dimensioni; sono inclusi nei carbonati.

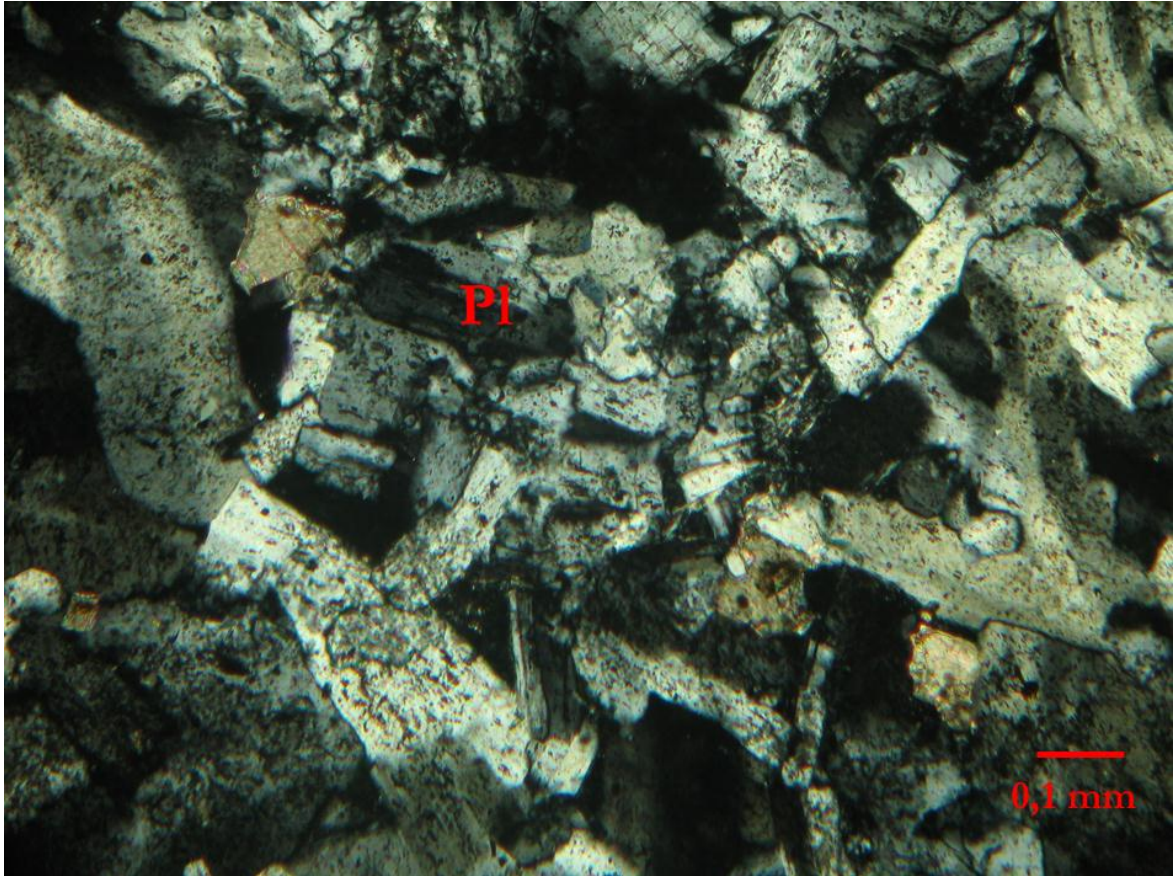


Fig. 4.6: RVOR2 (Sierra de Oribuela)

Basalti (settore occidentale: Rambla de Huarea e Sierra de Lújar)

I campioni di basalti che provengono da Rambla de Huarea sono stati siglati come RVHU2 e RVHU3, quelli di Sierra de Lújar con RVLU1, RVLU2, RVLUREP1, RVLUREP3, RVLUREP4. Si osserva una tessitura porfirica con fenocristalli immersi in una pasta di fondo originariamente intergranulare. L'associazione mineralogica è data da: plagioclasio, anfibolo, epidoto, clorite e opachi (tab. 4.7).

<i>Campioni</i>	<i>Affioramento</i>	<i>Pl</i>	<i>Act</i>	<i>Ep</i>	<i>Chl</i>	<i>Op</i>
<i>RVHU2</i>	Rambla de Huarea		X		X	X
<i>RVHU3</i>	“	X	X	X	X	X
<i>RVLU1</i>	Sierra de Lújar	X	X	X	X	X
<i>RVLU2</i>	“	X	X	X	X	X
<i>RVLUREP1</i>	“	X	X	X	X	X
<i>RVLUREP3</i>	“	X	X	X	X	X
<i>RVLUREP4</i>	“	X	X	X	X	X

Tabella 4.7: Associazioni mineralogiche dei basalti di Rambla de Huarea

I *plagioclasti* si osservano in fenocristalli idiomorfi con birifrangenza grigia. Gli originari plagioclasti appaiono debolmente retrocessi in un aggregato costituito da piccole scaglie di mica potassica e microgranulazioni epidotiche (fig.4.8). Questi aggregati di minerali sono cresciuti in modo pseudomorfo su fenocristalli con abito pinacoidale.

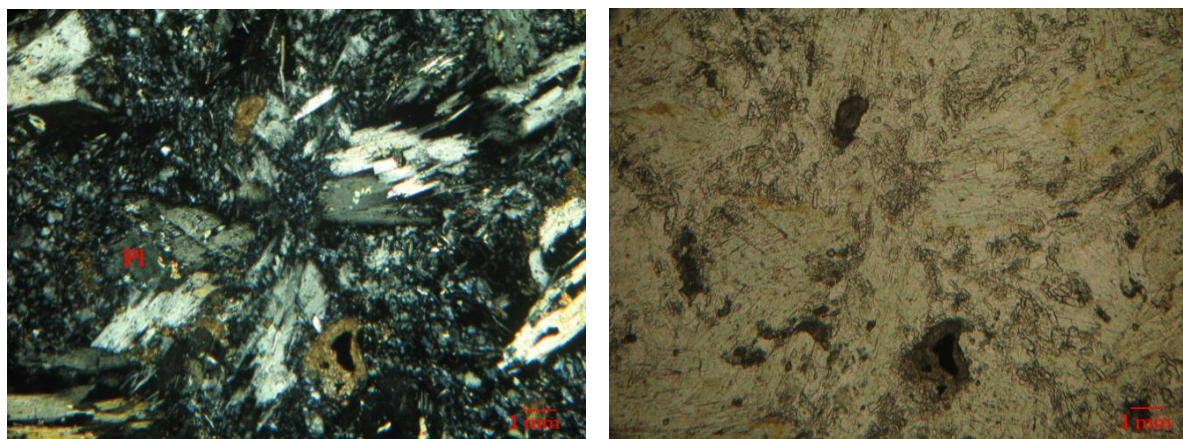


Fig. 4.8: *RVHU2* (Rambla de Huarea), nicols ncrociati e paralleli

L'*anfibolo* si osserva in aggregati laminari con aspetto fibroso e debole pleocroismo sul verde. Si tratta di anfiboli di composizione actinolitica. Includono scaglie di mica potassica di piccole dimensioni.

L'*epidoto* si osserva in cristalli idiomorfi di forma allungata con pleocroismo verde-bruno e birifrangenza anomala.

La *clorite* si osserva in cristalli tabulari di piccole dimensioni con birifrangenza anomala sul blu (clorite ferrifera, varietà pennina) e colore verde.

L'*opaco* si osserva in cristalli interstiziali subidiomorfi di dimensioni variabili.

4.2 Unità di Lungro-Verbicaro

Le sezioni sottili di roccia sono state ottenute dal campionamento effettuato nelle seguenti aree riportate in fig. 4.9: Monte Cerviero, Monte Bombolato, Verbicaro (Timpone del Vaccaro e Cozzo del Lepre) e Acquaformosa.

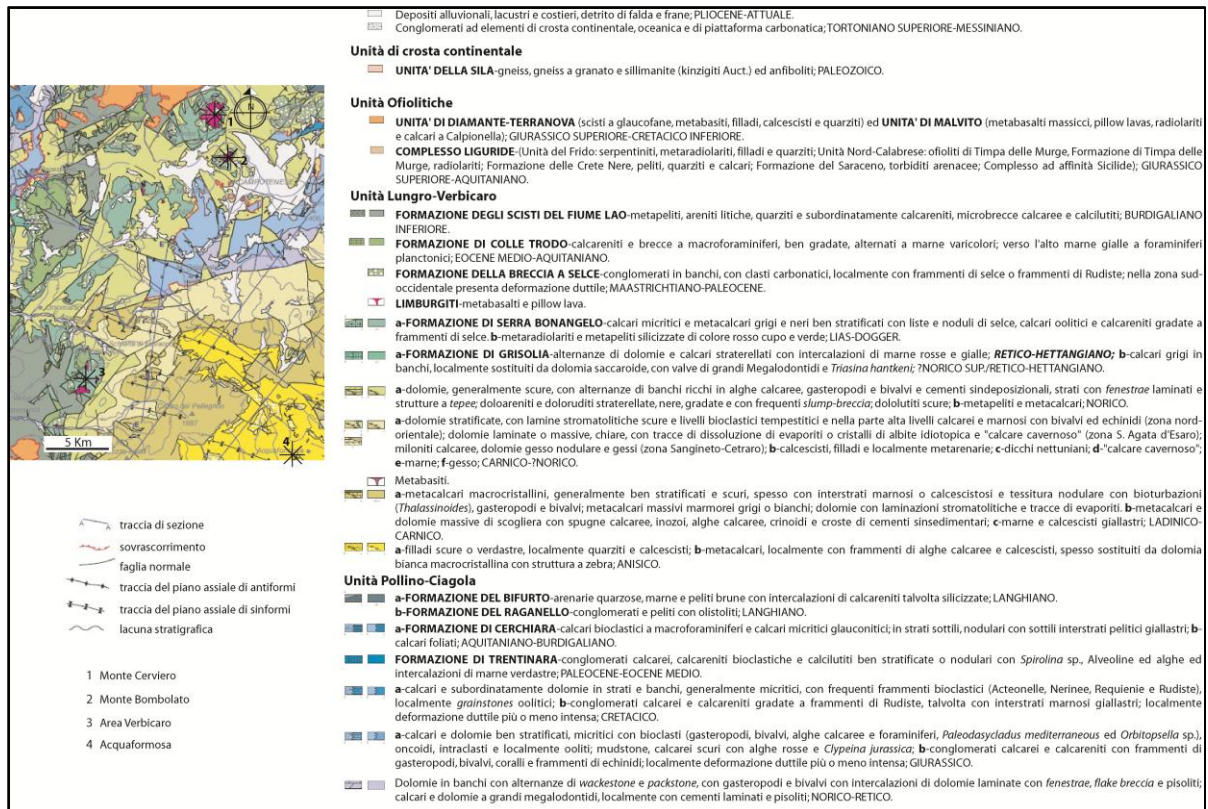


Fig. 4.9: Stralcio di carta geologica dell'area compresa tra Maratea, Castrovillari e Sangineto (Iannace A, D'Errico M. & Vitale S., scala 1:100.000, modificato)

Nella zona più a N, nell'affioramento di Monte Cerviero le litologie affioranti sono basalti, mentre a Monte Bombolato le rocce basiche si rinvencono lungo il versante E in località Il Piraro. Nell'area di Verbicaro le litologie riconosciute sono gabbri e ortocumuliti (Timpone del Vaccaro) e metabasiti (Cozzo del Lepre). Ad Acquaformosa, nell'unico affioramento presente, sono state osservate litologie gabbroidi.

Monte Cerviero-Monte Bombolato

Monte Cerviero

I basalti affioranti sono stati suddivisi in due sottogruppi: basalti a *pillow* e basalti massivi. La struttura appare da micro-porfirica ad afirica. La struttura della pasta di fondo varia da intergranulare a intersertale. Nel primo caso è costituita da plagioclasti e clinopirosseni, nel secondo caso si osservano microliti di plagioclasio e clinopirosseno immersi in un'abbondante matrice vetrosa. Nei volumi più esterni dei *pillow* si osservano strutture vitrofiriche.

L'associazione mineralogica è data da: plagioclasio, clinopirosseno e minerali opachi (tab. 4.10).

<i>Campioni</i>	<i>Pl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Op</i>
<i>AB2</i>	X		X
<i>AB4</i>	X		X
<i>AB15</i>	X	X	X
<i>AB17</i>	X	X	X
<i>AB18</i>	X		X
<i>AB33</i>	X	X	X
<i>AB34</i>	X	X	X
<i>AB35</i>		X	X
<i>AB38</i>	X	X	X
<i>AB39</i>	X	X	X
<i>AB40</i>	X	X	X
<i>AB41</i>		X	X
<i>AB42</i>		X	X
<i>AB45</i>	X	X	X

Tabella 4.10: Associazioni mineralogiche dei basalti di Monte Cerviero

I *plagioclasti* si osservano in cristalli euedrali geminati albite e albite-carlsbad. Gli aggregati appaiono torbidi a seguito di una intensa alterazione e si osservano minuti aggregati dati da sericite, epidoto e calcite. A causa della trasformazione non è stato possibile determinare la composizione dei plagioclasti.

I *clinopirosseni* si osservano in microfenocristalli tendenzialmente idiomorfi sia in cristalli isolati (fig. 4.11) che in glomeroporfiri. Appaiono debolmente pleocroici sul verde-violaceo, si tratta di augiti-titanaugiti.

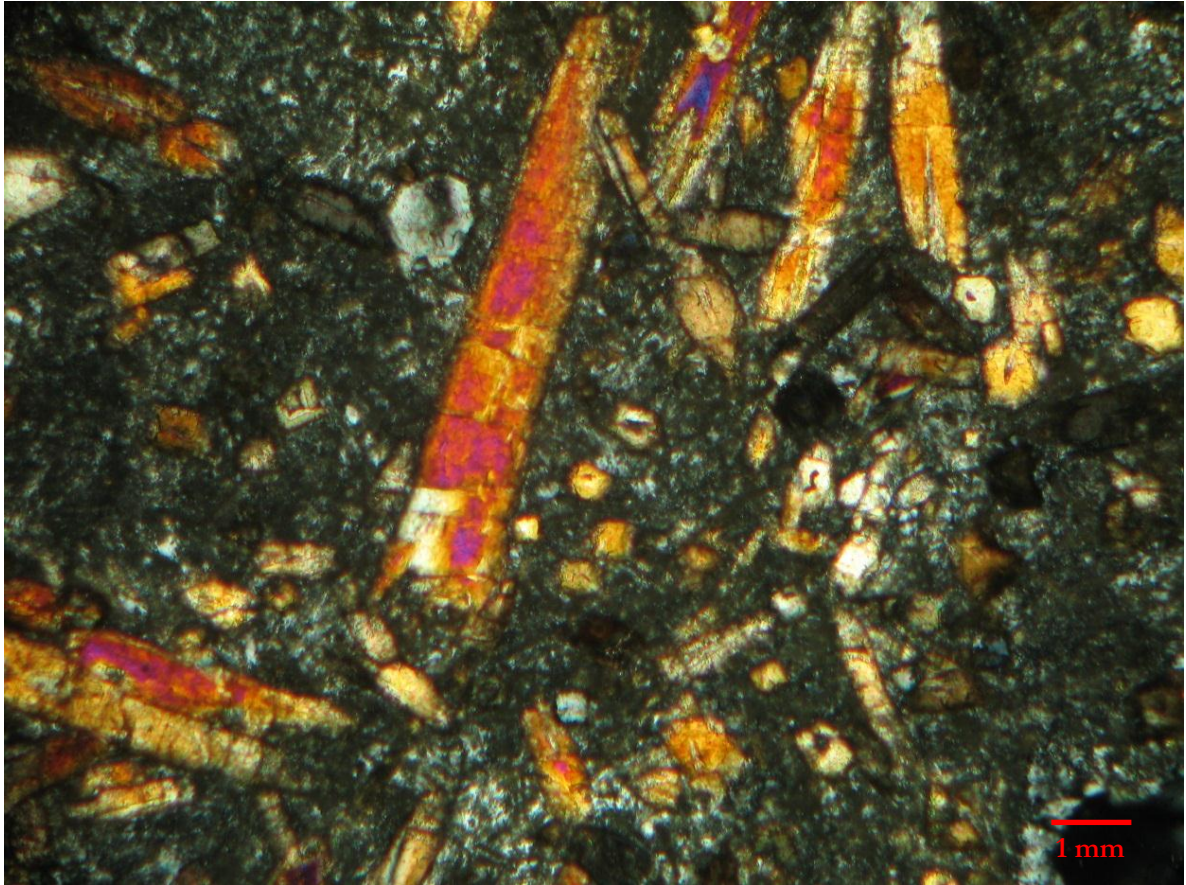


Fig. 4.11: Cristalli di pirosseni

I microfenocristalli di *minerali opachi* appaiono da subedrali ad anedrali.

Raramente si osservano piccoli cristalli di colore marrone moderatamente pleocroica sul marrone-brunastro, si tratta di titanite.

Nei volumi di *pillow lavas* sono presenti numerose vescicole di forma sferica o ovoidale, di diametro millimetrico. Le vescicole possono presentarsi vuote o riempite da minerali secondari quali pumpellyite, calcite, clorite e zeolite.

Monte Bombolato

Basalti

I campioni di basalti analizzati sono AB5, AB6, AB7 e affiorano lungo il versante occidentale. Presentano una struttura da porfirica a porfirico-seriata talora glomeroporfirica. La stima dell'indice di porfiricità fornisce valori compresi tra 10-20% in volume. L'associazione mineralogica è data da: clinopirosseni, clorite e rari minerali opachi (tab. 4.12).

<i>Campioni</i>	<i>Cpx</i>	<i>Chl</i>	<i>Op</i>
<i>AB5</i>	X	X	X
<i>AB6</i>	X	X	X
<i>AB7</i>	X		X

Tabella 4.12: Associazioni mineralogiche dei basalti di Monte Bombolato

I *clinopiroseni* (prevalentemente titanaugiti) si osservano in cristalli idiomorfi isolati e in glomeroporfiri, mostrano un pleocroismo da debole a moderato sul verde-bruno-violaceo.

La struttura della pasta di fondo varia da intergranulare a intersertale. Nel primo caso è costituita da plagioclasti, clinopiroseni e più rara titanite, nel secondo caso si osservano microliti di plagioclasio e clinopiroseno immersi in una matrice vetrosa.

Monte Bombolato

Gabbri

Le rocce gabbroidi affiorano lungo il versante orientale in località Il Piraro e sono stati siglati come AB9, AB10, AB11, AB12. Mostrano una struttura da ofitica a sub-ofitica. L'associazione mineralogica è data da: plagioclasio, clinopiroseno, biotite e opachi (tab. 4.13).

<i>Campioni</i>	<i>Pl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Bt</i>	<i>Op</i>
<i>AB9</i>	X	X	X	X
<i>AB10</i>	X	X		X
<i>AB11</i>	X	X	X	X
<i>AB12</i>	X	X		X

Tabella 4.13: Associazioni mineralogiche dei campioni di Monte Bombolato

I *plagioclasti* si osservano in cristalli da euedrali a subedrali di varie dimensioni. Appaiono geminati (fig. 4.14) e si osservano alcuni individui zonati. Le analisi al SEM hanno permesso di determinare la zonatura normale con contenuti di An di 44% (andesina) al bordo e 57% (labradorite) al nucleo.

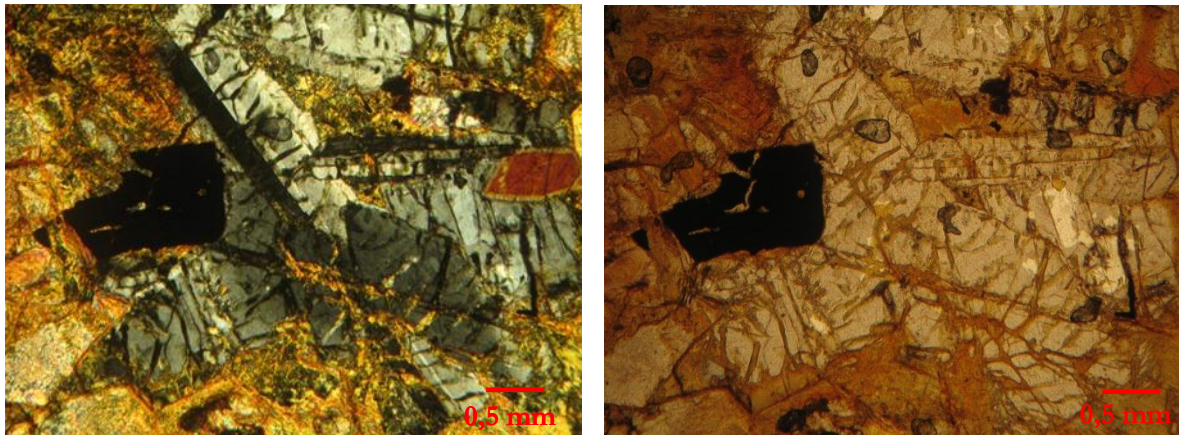


Fig. 4.14 : Cristallo geminato di Pl, AB11 (Monte Bombolato), nicols incrociati e paralleli

I *clinopirosseni* si osservano in cristalli sub-idiomorfi, incolori al solo polarizzatore e birifrangenza alta. Si tratta di diopsidi. Spesso si osservano degli individui inclusi all'interno di cristalli di plagioclasio.

La *biotite* è presente in cristalli di piccole dimensioni, alta birifrangenza e pleocroismo sul giallo-bruno.

I *minerali opachi* presentano dei cristalli da euedrali a subedrali, generalmente in posizione interstiziale. Composizionalmente si tratta di ilmeniti.

Verbicaro

Timpone del Vaccaro

In quest'area sono state riconosciute due litologie differenti: gabbri e ortocumuliti. I campioni di gabbri analizzati sono AB56, AB57 e VB3A, risultano molto alterati. L'associazione mineralogica è data da: plagioclasio, clinopirosseno, clorite, quarzo e opaco (tab. 4.15).

<i>Campioni</i>	<i>Pl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Chl</i>	<i>Qz</i>	<i>Op</i>
AB56	X	X	X	X	X
AB57	X			X	X
VB3A	X	X	X	X	X

Tabella 4.15: Associazioni mineralogiche dei gabbri di Timpone del Vaccaro

I *plagioclasti* si osservano in cristalli euedrali di varie dimensioni. con birifrangenza grigia e mostrano aspetto torbido a causa dell'alterazione (fig. 4.16). La maggior parte degli individui appaiono trasformati in un aggregato bruniccio dato da microgranulazioni epidotiche e minori scagliette di sericite.

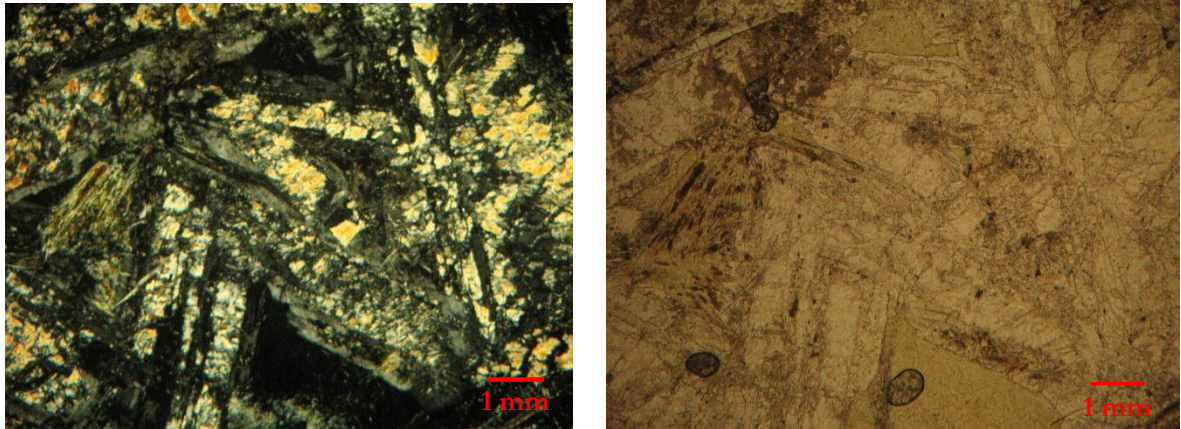


Fig. 4.16: AB56, cristalli di plagioclasti

I *clinopirosseni* si osservano in cristalli da euedrali a subedrali, con birifrangenza alta e leggero pleocroismo.

La *clorite* si osserva in aggregati fibrosi di piccole dimensioni in posizione interstiziale. Mostrano una birifrangenza anomala sul blu e un debole pleocroismo verde-bruno.

Le sezioni di ortocumuliti analizzate sono AB53 e VB1. Mostrano una grana medio-fine e tessitura massiva. La struttura evidenzia la presenza di cristalli di olivina idiomorfi, che costituiscono la fase di cumulo. Questa fase è inclusa in cristalli anedrali di clinopirosseno che costituisce il liquido di intercumulo. Considerate le abbondanze modali in olivina e clinopirosseni queste rocce possono essere classificate come wherliti. L'associazione mineralogica è data da: olivina, clinopirosseno, flogopite, serpentino e opachi (tab. 4.17).

<i>Campioni</i>	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i>	<i>Phl</i>	<i>Srp</i>	<i>Op</i>
AB53	X	X	X	X	X
VB1	X	X	X	X	X

Tabella 4.17: Associazioni mineralogiche delle ortocumuliti di Timpone del Vaccaro

Gli originari cristalli di olivina appaiono completamente trasformati in modo pseudomorfo in minerali del gruppo del serpentino e magnetite.

I *clinopiroseni* si osservano in cristalli millimetrici xenomorfi. Sono debolmente pleocroici, hanno alta birifrangenza ed estinzione inclinata. Si osservano sezioni basali con bassa birifrangenza. Presentano inclusioni di olivina spesso completamente serpentizzata.

La *flogopite* si osserva in cristalli xenomorfi con colore bruno e leggero pleocroismo. Hanno alta birifrangenza e spesso includono piccoli cristalli di olivina e opachi.

Il *serpentino* si osserva in aggregati fibrosi a sostituire in modo pseudomorfo l'olivina.

I *minerali opachi* si osservano in cristalli idiomorfi di dimensioni differenti. Dalla forma si tratta di pirite.

Cozzo del Lepre

I campioni del dicco di Cozzo del Lepre sono AB104, AB105, AB106. Appaiono a grana fine e la completa ricristallizzazione ha completamente obliterato l'originaria struttura magmatica. La struttura varia da granoxenoblastica a diablastica. Si osservano vene cicatrizzate da cristalli di calcite di medie dimensioni.

L'associazione mineralogica è data da: anfibolo sodico, stilpnomelano, clorite, pumpellyite, calcite e opachi (tab. 4.18).

<i>Campioni</i>	<i>Na-amph</i>	<i>Stp</i>	<i>Chl</i>	<i>Pmp</i>	<i>Cal</i>	<i>Opaco</i>
<i>AB104</i>	X	X	X	X	X	X
<i>AB105</i>	X	X	X		X	X
<i>AB106</i>	X	X		X	X	X

Tabella 4.18: Associazioni mineralogiche dei campioni di Timpone del Vaccaro

L'*anfibolo sodico* è una fase modalmente ben rappresentata. Si osserva in cristalli perfettamente idiomorfi, di dimensioni medie, fortemente pleocroici sul

blu (fig.4.19). Cresce in aggregati fibroso-raggiati in equilibrio strutturale con lo stilpnomelano.

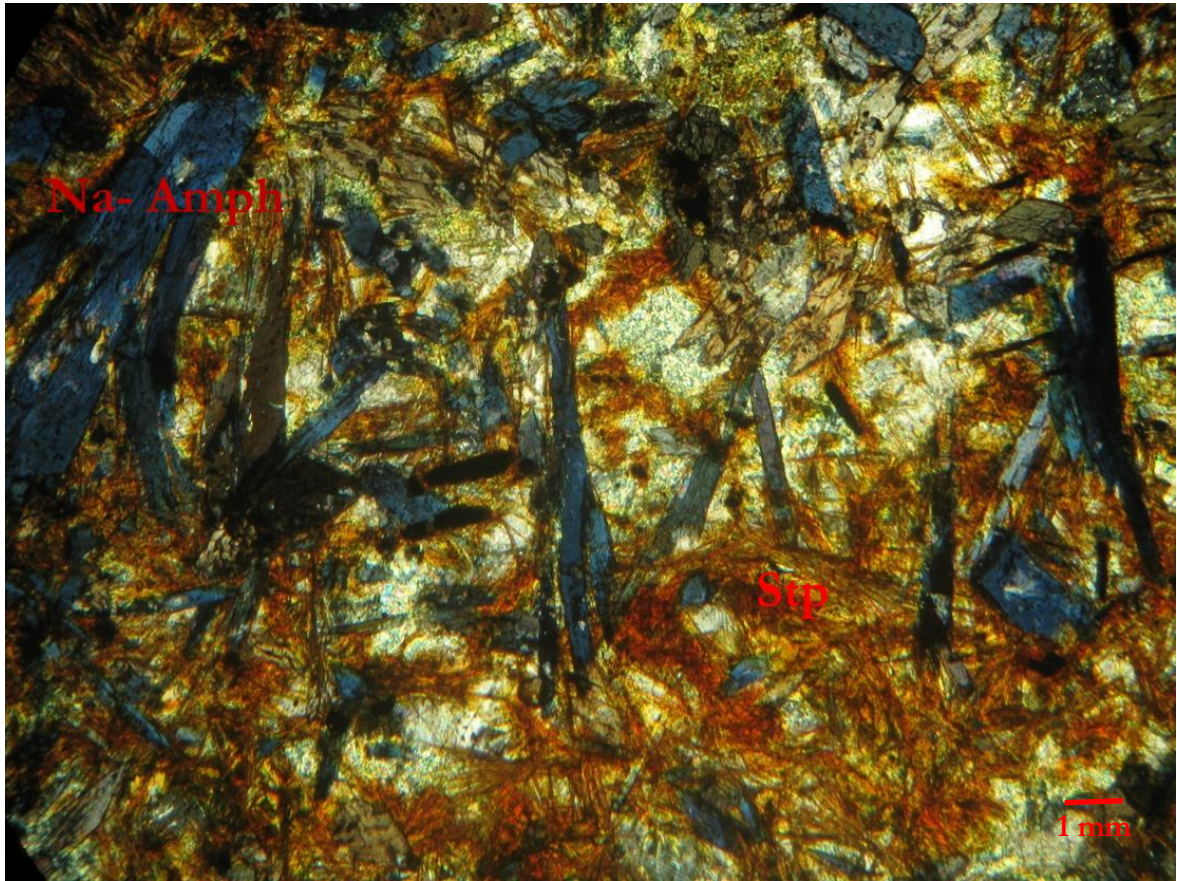


Fig. 4.19: campione AB105

Lo *stilpnomelano* è presente in cristalli idiomorfi fortemente pleocroici sul marrone rossiccio caratterizzati dalla tipica forma allungata. Si osserva in equilibrio strutturale con l'anfibolo sodico.

La *clorite* si osserva localmente come prodotto di retrocessione sull'anfibolo sodico. Generalmente appare debolmente pleocroica sul verde e mostra birifrangenza anomala.

La *pumpellyite* si osserva in plaghe colorate sul verde, in genere associata alla clorite.

La *calcite* si osserva in piccoli cristalli dispersi nella compagine rocciosa o in grossi cristalli a cicatrizzare le fratture. La calcite nelle fratture segue una crescita sintassiale.

Gli *opachi* si osservano in cristalli di dimensioni medio piccole con abito allungato. Si tratta di ilmeniti.

Acquaformosa

I campioni analizzati sono i seguenti: 9B, 10B, 11B, 15B, 16B, 17B. Mostrano una struttura da ofitica a sub-ofitica e l'associazione mineralogica è data da plagioclasio, clinopirosseno, orneblenda, actinolite, epidoto, clorite, quarzo e opachi (tab. 4.20).

<i>Campioni</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Cpx</i>	<i>Hbl</i>	<i>Act</i>	<i>Ep</i>	<i>Chl</i>	<i>Qz</i>	<i>Op</i>
9B	X	X		X	X	X	X	X	X
10B	X			X	X	X	X	X	X
11B	X	X				X	X		X
15B	X	X	X		X	X	X		X
16B	X				X		X		X
17B	X		X		X		X		X

Tabella 4.20: Associazioni mineralogiche dei campioni di Acquaformosa

I *plagioclasti* si osservano in cristalli idiomorfi di dimensioni variabili e birifrangenza grigia (fig. 4.21a). Alcuni individui appaiono completamente retrocessi in un minuto aggregato costituito da piccole lamine di mica chiara ed epidoti. Nelle sezioni 9B, 11B e 15B si osservano relitti di plagioclasti di piccole dimensioni con geminazione albite.

I *clinopirosseni* sono presenti nelle sezioni 15B e 17B. Si osservano individui xenomorfi debolmente fratturati che mostrano un debole pleocroismo indaco e birifrangenza massima sul blu del primo ordine. Lungo i bordi, alcuni cristalli, sono interessati da retrocessione in anfiboli di tipo actinolitico.

Sono state osservate due diverse generazioni di *anfibolo*. L'anfibolo₁ è presente nelle sezioni 9B e 10B, appare in cristalli xenomorfi pleocroici sul bruno. Si tratta di anfibolo calcico tipo orneblenda. L'anfibolo₂ cresce pseudomorfo lungo i bordi dei clinopirosseni e dell'anfibolo₁, appare debolmente colorato sul verde-

giallo pallido. Talora questa fase si osserva in aggregati fibrosi. Si tratta di anfiboli della serie tremolite-actinolite.

L'*epidoto* si osserva in cristalli di forma allungata con rilievo alto, pleocroismo bruno e birifrangenza anomala che varia all'interno dei singoli cristalli. Si osservano spesso come inclusioni nei plagioclasti e nella clorite.

La *clorite* ha un aspetto fibroso, mostra un pleocroismo variabile sul verde e una birifrangenza anomala sul blu (fig. 4.21b) o sul brunastro. In alcune sezioni la clorite rappresenta il prodotto di retrocessione su minerali mafici quali pirosseni e anfiboli.

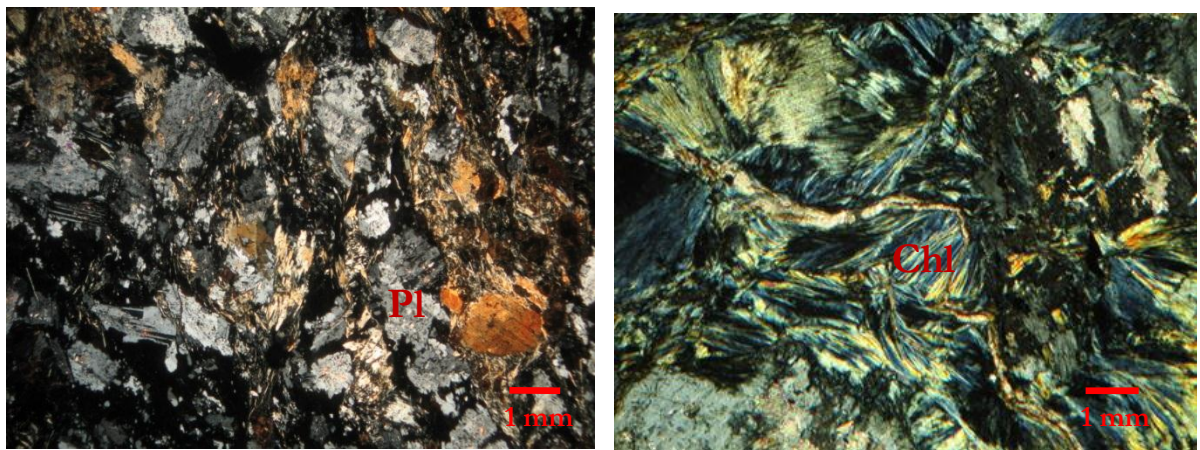


Fig.4.21: a) 9B (Acquaformosa), struttura ofitica; b) individui di clorite con aspetto fibroso

Il *quarzo* si osserva in aggregati cristallini incolori, hanno debole rilievo e birifrangenza grigia.

I *minerali opachi* si osservano generalmente come cristalli subidiomorfi interstiziali oppure come prodotto di retrocessione. Sono spesso inclusi nella clorite o nei cristalli di plagioclasti retrocessi.

L'analisi petrografica ha confermato il fatto che nel settore orientale del Complesso Alpujarride sono presenti gabbri a struttura ofitica, mentre nel settore occidentale si osservano sia basalti che gabbri. Nei campioni di gabbri del settore orientale si è osservata la presenza di strutture mirmechitiche.

In Calabria settentrionale i litotipi riconosciuti sono basalti e gabbri a Monte Cerviero e Monte Bombolato, nell'area di Verbicaro, a Timpone del Vaccaro si

osservano gabbri e ortocumuliti. A Cozzo del Lepre l'unico dicco osservato sul terreno è caratterizzato da metabasiti. Queste metabasiti sono affette da HP, testimoniata dalla presenza dell'anfibolo sodico. Ad Acquaformosa si osservano gabbri a struttura ofitica.

5 – PETROLOGIA DI FASE

I campioni analizzati in microsonda elettronica sono stati scelti in base alle problematiche emerse durante l'analisi petrografica eseguita sui campioni di roccia del Complesso Alpujárride e della Calabria settentrionale.

Per il settore orientale del Complesso Alpujárride sono state analizzate le fasi dei campioni RVTA4, proveniente da Isla de Nueva Tabarca e il campione RVENM4A proveniente dall'affioramento di Sierra de Enmedio, mentre per il settore occidentale sono state analizzate le fasi del campione RVCAC2B, proveniente dall'affioramento di Barranco de Cacin.

Per la Calabria settentrionale sono state analizzate le fasi del campione VB1, proveniente da Verbicaro (Timpone del Vaccaro) e del campione 9B, proveniente dall'affioramento di Acquaformosa.

Ogni singola fase è stata analizzata sia al bordo che al nucleo, in modo da ottenere eventuali zonature composizionali.

5.1 Complesso Alpujárride

Settore orientale

5.1.1 Feldspati

Le fasi analizzate nel campione ENM4A del settore orientale mostra le seguenti composizioni riportati in tabella 5.1.

Campione	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A
	Pl matrice	Pl matrice	Pl matrice	Pl	Pl	Pl	Pl
Analisi	C1-7	C1-8	C1-9	C2-19	C2-20	C3-25	C3-26
SiO ₂	69,25	70,16	69,18	70,67	68,97	69,80	68,94
Al ₂ O ₃	20,31	20,79	20,14	20,84	20,36	20,37	21,31
FeO	0,11	0,10	0,09	0,06	0,08	0,07	0,09
CaO	0,08	0,18	0,08	0,11	0,04	0,11	0,09
Na ₂ O	11,77	11,38	11,82	11,33	11,55	11,27	11,31
K ₂ O	0,04	0,06	0,04	0,07	0,04	0,09	0,51
Totale	101,56	102,67	101,35	103,07	101,04	101,71	102,26
Si	2,977	2,978	2,981	2,985	2,977	2,989	2,948
Al	1,029	1,040	1,023	1,037	1,036	1,028	1,074
Fe ³⁺	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003
Ca	0,004	0,008	0,004	0,005	0,002	0,005	0,004
Na	0,981	0,936	0,987	0,928	0,967	0,936	0,938
K	0,002	0,003	0,002	0,004	0,002	0,005	0,028
Totale	4,997	4,968	5,000	4,961	4,987	4,966	4,995
An%	0,4	0,8	0,4	0,5	0,2	0,5	0,4
Ab%	99,4	98,8	99,4	99,0	99,6	98,9	96,7
Or%	0,2	0,3	0,2	0,4	0,2	0,5	2,9

Tabella 5.1: Composizione chimica dei feldspati in wt.% e ricalcolo strutturale.

5.1.2 Clinopiroseni

Dall'esame dei dati in tabella 5.2 e di fig. 5.3, si osserva che i pirosseni sono classificabili come augiti con una piccola variazione del rapporto Fe/Mg.

Campione	RVTA4 C1-1	RVTA4 C1-2	RVTA4 C1-3	RVTA4 C1-4	RVTA4 C2-14	RVTA4 C2-15	RVTA4 C2-16	RVTA4 C2-17
Analisi	Px nucleo	Px bordo	Px nucleo	Px bordo	Px nucleo	Px nucleo	Px bordo	Px bordo
SiO ₂	51,78	50,69	51,91	51,73	51,92	51,95	52,04	48,48
TiO ₂	0,47	0,64	0,59	0,34	0,44	0,47	0,15	0,56
Al ₂ O ₃	1,83	1,27	1,95	1,81	1,82	1,81	0,65	1,84
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,07	0,00
FeO	12,02	17,47	12,58	13,14	9,70	9,99	15,44	14,39
MnO	0,32	0,47	0,29	0,25	0,20	0,22	0,37	0,30
MgO	15,43	8,84	15,38	13,81	14,77	13,88	10,62	11,74
CaO	16,95	19,85	17,05	18,39	19,97	20,43	20,19	18,61
Na ₂ O	0,17	0,25	0,24	0,20	0,34	0,37	0,18	0,58
Totale	98,96	99,48	99,99	99,74	99,17	99,12	99,71	96,50
Si	1,952	1,976	1,939	1,951	1,945	1,955	2,001	1,903
Al ^(iv)	0,048	0,024	0,061	0,049	0,055	0,045	0,000	0,085
Al ^(vi)	0,033	0,034	0,025	0,031	0,025	0,035	0,029	0,000
Ti	0,013	0,019	0,017	0,010	0,012	0,013	0,004	0,017
Cr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,020	0,010	0,029	0,009	0,000	0,121
Fe ²⁺	0,379	0,570	0,373	0,404	0,275	0,305	0,497	0,351
Mn	0,010	0,015	0,009	0,008	0,006	0,007	0,012	0,010
Mg	0,867	0,514	0,857	0,777	0,825	0,779	0,609	0,687
Ca	0,685	0,829	0,682	0,743	0,802	0,824	0,832	0,782
Na	0,012	0,019	0,017	0,014	0,025	0,027	0,014	0,044
Totale	3,999	4,000	4,000	3,999	3,999	3,999	4,000	4,000
Ca	35,29	43,00	35,10	38,30	41,40	42,83	42,70	40,10
Mg	44,67	26,70	44,20	40,00	42,60	40,49	31,20	35,20
Fe*	20,04	30,30	20,70	21,70	16,00	16,68	26,10	24,70

Tabella 5.2: Composizione chimica dei pirosseni in wt.% e ricalcolo strutturale.

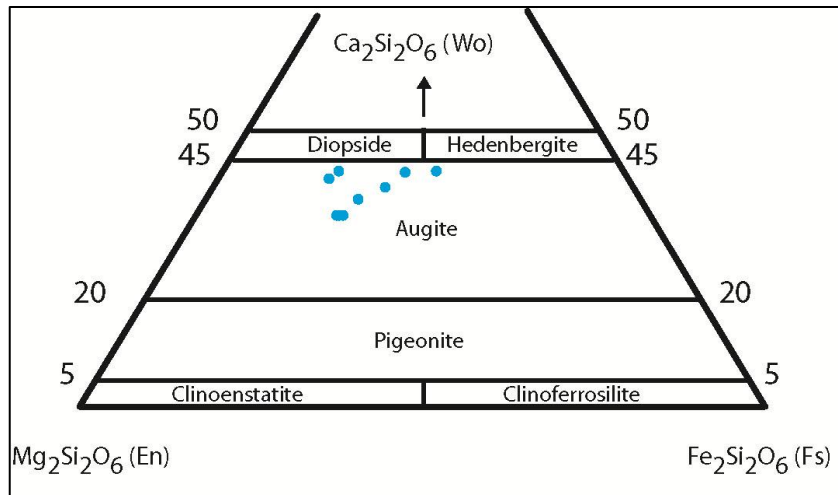


Fig.5.3: Composizione dei pirosseni nel campione RVT44

5.1.3 Anfiboli

Gli anfiboli presenti nei gabbri del settore orientale presentano valori in Si (p.f.u.) compresi tra 7,6 e 8,4 e rapporto $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ compreso tra 0,56 e 0,73. Dai dati in tabella 5.4, gli anfiboli analizzati si proiettano nel campo delle actinoliti (fig. 5.5).

Campione	RVTA4	RVTA4	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A
Analisi	C2-12	C2-13	C1-1	C1-2	C1-3	C2-10	C2-11	C2-12	C2-13	C2-14	C3-23	C3-24
SiO ₂	55,79	51,93	54,95	55,12	54,44	53,05	53,07	53,25	55,48	55,18	54,32	55,16
TiO ₂	0,14	0,16	0,05	0,11	0,03	0,01	0,05	0,01	0,05	0,12	0,06	0,15
Al ₂ O ₃	0,65	1,12	1,43	1,40	1,48	1,89	1,51	1,46	1,41	1,71	1,82	1,74
FeO	12,00	8,69	13,22	13,37	13,72	17,78	18,38	18,05	13,01	14,31	13,37	12,53
MnO	0,21	0,22	0,18	0,26	0,19	0,33	0,36	0,47	0,21	0,16	0,12	0,23
MgO	9,15	12,92	14,46	14,44	14,22	11,75	11,87	11,96	14,99	14,09	14,51	15,24
CaO	15,59	21,97	11,51	11,66	10,64	11,50	11,69	11,66	10,87	10,82	11,36	11,65
Na ₂ O	0,62	0,86	0,76	0,73	1,44	0,77	0,54	0,64	1,24	1,22	1,03	0,74
K ₂ O	0,33	0,03	0,06	0,05	0,11	0,13	0,13	0,12	0,08	0,09	0,08	0,09
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,19	0,16	0,11	0,08	0,03	0,02	0,03	0,07	0,09	0,04
Totale	94,50	97,92	96,82	97,31	96,39	97,29	97,62	97,64	97,38	97,78	96,75	97,56
Si	8,314	7,597	7,968	7,961	7,940	7,836	7,815	7,838	7,960	7,931	0,000	0,000
Al ^{iv}	0,000	0,192	0,032	0,039	0,060	0,164	0,185	0,162	0,040	0,069	0,000	0,000
Al ^{vi}	0,113	0,000	0,213	0,200	0,195	0,165	0,077	0,091	0,198	0,221	0,000	0,000
Ti	0,016	0,017	0,005	0,012	0,004	0,001	0,006	0,001	0,005	0,013	0,000	0,000
Cr	0,002	0,003	0,022	0,018	0,013	0,010	0,004	0,003	0,004	0,008	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,091	0,103	0,227	0,183	0,126	0,126	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,496	1,063	1,603	1,615	1,582	2,093	2,036	2,039	1,435	1,594	0,000	0,000
Mn	0,027	0,027	0,023	0,032	0,023	0,041	0,045	0,059	0,026	0,020	0,000	0,000
Mg	2,033	2,818	3,126	3,109	3,092	2,587	2,606	2,624	3,206	3,019	0,000	0,000
Ca	2,489	3,444	1,788	1,804	1,663	1,820	1,844	1,839	1,671	1,666	0,000	0,000
Na	0,180	0,244	0,214	0,205	0,407	0,220	0,154	0,182	0,345	0,340	0,000	0,000
K	0,063	0,005	0,011	0,010	0,021	0,025	0,024	0,023	0,015	0,017	0,000	0,000

Tabella 5.4: Composizione chimica degli anfiboli in wt.% e ricalcolo strutturale.

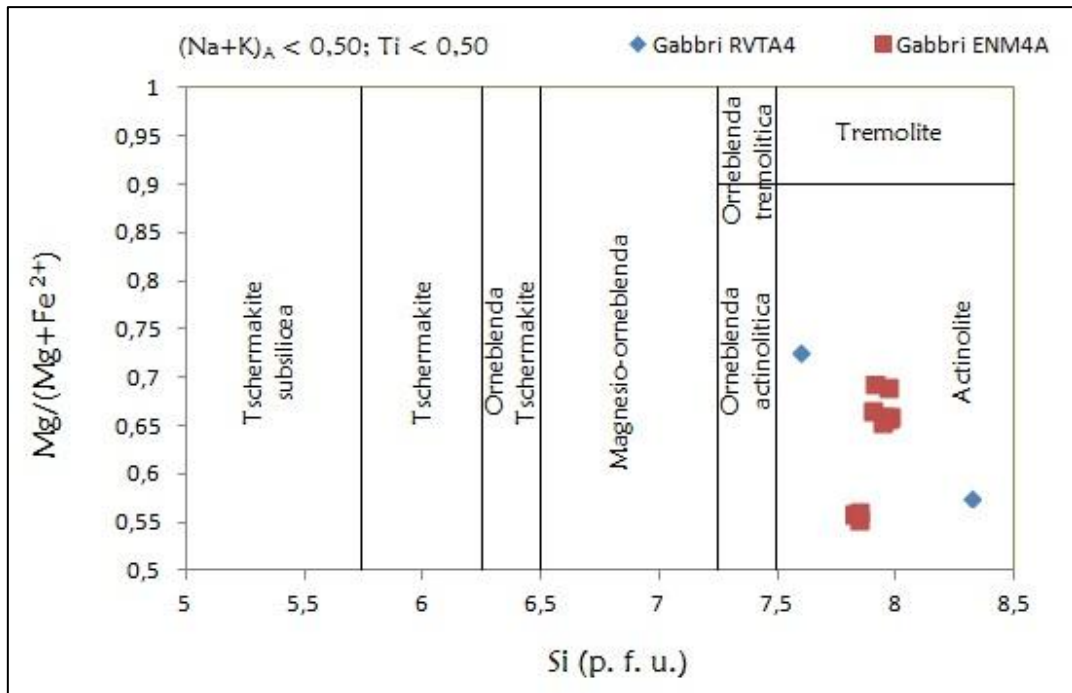


Fig. 5.5: Composizione degli anfiboli nei campioni del settore orientale

5.1.4 Epidoti

I dati riportati in tabella 5.6 mostra le fasi analizzate nel campione del settore orientale ENM4A.

Campione	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A	ENM4A
Analisi	C1-4	C1-5	C1-6	C2-15	C2-16	C2-17	C2-18	C3-21	C3-22
Na ₂ O	0,04	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01
MgO	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,18	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	23,67	23,70	23,09	21,84	26,96	22,55	23,01	23,12	22,40
SiO ₂	37,64	38,08	38,35	37,49	38,58	37,69	37,65	38,16	37,88
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
CaO	22,57	23,10	22,84	22,16	22,31	23,08	22,70	23,61	23,15
TiO ₂	0,02	0,01	0,10	0,04	0,03	0,28	0,00	0,19	0,20
Cr ₂ O ₃	0,84	0,71	0,54	0,09	0,01	0,00	0,03	0,01	0,03
Mno	0,23	0,13	0,23	0,24	0,44	0,00	0,27	0,02	0,04
FeO	12,74	12,47	13,24	14,96	9,55	13,34	13,37	13,55	13,87
Totale	97,79	98,23	98,44	96,83	97,88	97,15	97,09	98,70	97,59
Si	3,0695	3,0863	3,1106	3,1195	3,0690	3,1028	3,0998	3,0941	3,1121
Ti	0,0015	0,0006	0,0061	0,0023	0,0015	0,0173	0,0002	0,0114	0,0125
Al	2,2749	2,2638	2,2073	2,1418	2,5276	2,1879	2,2328	2,2094	2,1689
Cr	0,0543	0,0456	0,0346	0,0057	0,0004	0,0000	0,0017	0,0004	0,0017
Fe ²⁺	0,8688	0,8452	0,8981	1,0410	0,6353	0,9184	0,9206	0,9188	0,9530
Fe ³⁺	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0157	0,0090	0,0159	0,0167	0,0298	0,0000	0,0189	0,0017	0,0028
Mg	0,0043	0,0000	0,0043	0,0000	0,0000	0,0223	0,0053	0,0000	0,0000
Ca	1,9720	2,0059	1,9849	1,9756	1,9015	2,0357	2,0024	2,0511	2,0378
Na	0,0066	0,0040	0,0000	0,0038	0,0000	0,0005	0,0021	0,0040	0,0022
K	0,0000	0,0000	0,0011	0,0002	0,0009	0,0025	0,0000	0,0015	0,0005
Totale	8,2677	8,2604	8,2629	8,3065	8,1660	8,2874	8,2838	8,2924	8,2914

Tabella 5.6: Composizione chimica degli epidoti in wt.% e ricalcolo strutturale

Settore occidentale

5.1.5 Clinopirosseni

Dai dati in tabelle 5.7 e dalle fasi analizzate (fig. 5.8) i pirosseni del campione RVCAC2A sono classificabili come diopsidi.

Campione	RVCAC2	RVCAC2	RVCAC2	RVCAC2
	C1-3	C3-11	C3-12	C3-13
Analisi	Px	Px	Px	Px
SiO ₂	50,14	51,91	49,84	51,81
TiO ₂	1,42	1,20	1,62	1,30
Al ₂ O ₃	3,59	2,40	3,97	2,50
Cr ₂ O ₃	0,05	0,21	0,54	0,11
FeO	10,60	8,04	8,01	8,16
MnO	0,20	0,18	0,15	0,17
MgO	12,69	14,83	13,80	14,70
CaO	21,15	21,16	21,42	21,20
Na ₂ O	0,41	0,22	0,41	0,30
Totale	100,25	100,14	99,75	100,25
Si	1,876	1,925	1,858	1,919
Al ^(iv)	0,124	0,075	0,142	0,081
Al ^(vi)	0,034	0,030	0,032	0,028
Ti	0,040	0,033	0,045	0,036
Cr	0,001	0,006	0,016	0,003
Fe ³⁺	0,037	0,000	0,032	0,000
Fe ²⁺	0,295	0,249	0,218	0,253
Mn	0,006	0,006	0,005	0,005
Mg	0,708	0,820	0,767	0,812
Ca	0,848	0,841	0,856	0,841
Na	0,030	0,016	0,029	0,022
Totale	3,999	4,001	4,000	4,000
Ca	44,77	43,90	45,60	44,00
Mg	37,38	42,80	40,80	42,50
Fe*	17,85	13,30	13,60	13,50

Tabella 5.7: Composizione chimica dei pirosseni in wt.% e ricalcolo strutturale

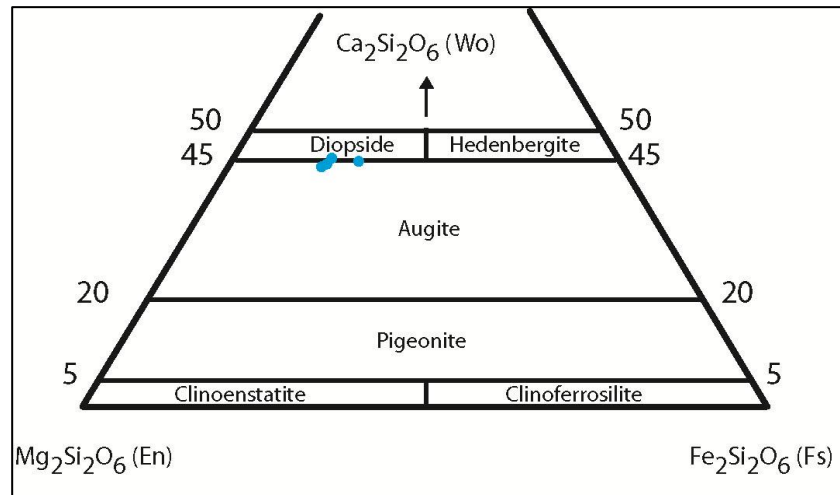


Fig.5.8: Composizione dei pirosseni nel campione RVCAC2A

5.2 Calabria settentrionale

Verbicaro

5.2.1 Clinopirosseni

Dai dati della tabella 5.9 e dal diagramma in fig. 5.10 si osserva che i pirosseni analizzati sono dei diopsidi.

Campione	VB1	VB1	VB1	VB1	VB1	VB1	VB1
	C1-1	C1-2	C1-3	C4-11	C4-12	C4-13	C4-14
Analisi	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Px
SiO ₂	50,86	50,32	52,21	51,70	51,24	51,32	50,99
TiO ₂	1,48	1,38	1,18	0,83	1,16	0,99	1,01
Al ₂ O ₃	3,72	4,07	2,60	3,15	3,07	2,72	3,74
Cr ₂ O ₃	0,90	0,96	0,67	0,78	0,81	0,70	1,16
FeO	5,43	5,28	5,46	4,93	5,14	5,16	5,05
MnO	0,09	0,13	0,16	0,13	0,14	0,10	0,07
MgO	15,53	16,06	16,45	16,10	16,16	16,53	16,16
CaO	21,50	21,49	21,44	21,65	21,47	21,32	21,59
Na ₂ O	0,30	0,32	0,26	0,28	0,32	0,32	0,33
Totale	99,81	100,01	100,43	99,55	99,50	99,16	100,10
Si	1,876	1,846	1,909	1,904	1,889	1,895	1,867
Al ^(iv)	0,124	0,154	0,091	0,096	0,111	0,105	0,133
Al ^(vi)	0,038	0,022	0,021	0,041	0,022	0,013	0,028
Ti	0,041	0,038	0,032	0,023	0,032	0,028	0,028
Cr	0,026	0,028	0,019	0,023	0,024	0,020	0,034
Fe ³⁺	0,000	0,051	0,004	0,007	0,023	0,040	0,038
Fe ²⁺	0,167	0,111	0,163	0,145	0,135	0,119	0,117
Mn	0,003	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,002
Mg	0,854	0,878	0,897	0,884	0,888	0,910	0,882
Ca	0,850	0,845	0,840	0,854	0,848	0,843	0,847
Na	0,021	0,023	0,018	0,020	0,023	0,023	0,024
Totale	4,000	4,000	3,999	4,001	3,999	3,999	4,000
Ca	45,40	44,70	44,00	45,10	44,70	44,00	44,90
Mg	45,60	46,50	46,99	46,70	46,80	47,50	46,80
Fe*	9,10	8,80	9,01	8,20	8,50	8,50	8,30

Tabella 5.9: Composizione chimica dei pirosseni in wt.% e ricalcolo strutturale

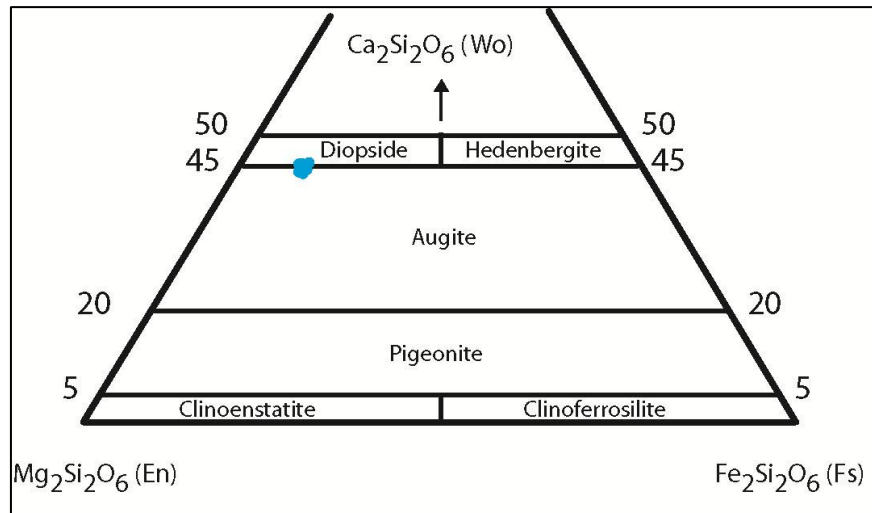


Fig. 5.10: *Composizione dei pirosseni nel campione VB1*

5.2.2 Anfiboli

Acquaformosa

Le fasi analizzate nel campione 9B mostrano la presenza di due generazioni di anfiboli.

Dai dati in tabella 5.11 e in fig. 5.12 si osserva che presentano valori in Si (p.f.u.) compresi tra 6,20 e 6,40 e rapporto $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ compreso tra 0,55 e 0,61. Gli anfiboli analizzati si proiettano nel campo delle orneblende hastinsitico-magnesiache.

Campione	9B	9B	9B	9B	9B	9B	9B	9B	9B	9B	9B
Analisi	C2-2	C2-3	C2-4	C1-6	C1-7	C1-9	C1-10	C3-11	C3-12	C3-14	C3-15
SiO ₂	42,21	55,30	42,13	41,75	54,79	41,87	54,76	55,12	42,13	41,54	54,73
TiO ₂	3,15	0,00	3,58	3,28	0,04	3,28	0,01	0,02	3,54	3,26	0,01
Al ₂ O ₃	10,51	0,97	10,88	10,74	0,34	10,76	1,26	0,47	11,13	10,69	1,35
FeO	16,93	13,58	16,18	16,98	14,77	16,45	13,41	13,05	16,38	17,68	14,27
MnO	0,17	0,15	0,12	0,19	0,14	0,14	0,28	0,23	0,21	0,21	0,29
MgO	10,34	14,36	10,65	10,44	14,23	10,58	15,15	15,83	10,80	10,21	14,21
CaO	10,59	11,15	10,77	10,75	12,27	10,63	11,80	12,35	10,65	10,65	11,56
Na ₂ O	2,78	0,93	2,75	2,71	0,34	2,82	0,46	0,22	2,67	2,73	0,74
K ₂ O	0,82	0,07	0,73	0,84	0,02	0,80	0,05	0,02	0,82	0,80	0,04
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,05	0,00	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,06	0,00
Totale	97,51	96,54	97,85	97,67	97,01	97,34	97,18	97,32	98,33	97,83	97,20
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{iv}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{vi}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Tabella 5.11: Composizione chimica degli anfiboli in wt.% e ricalcolo strutturale.

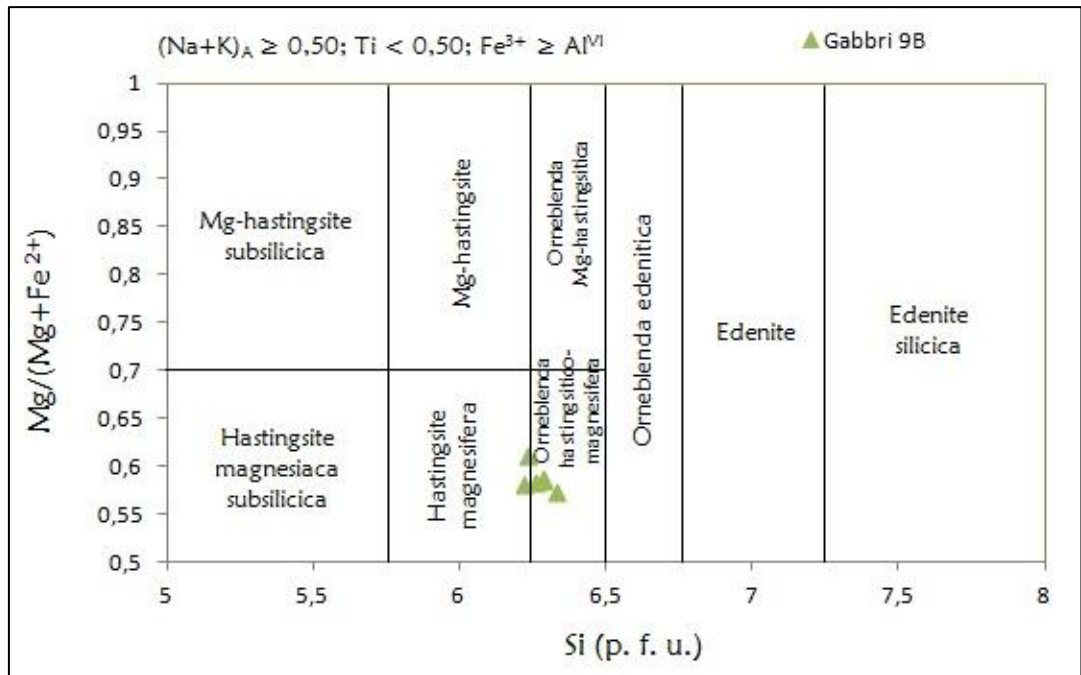


Fig. 5.12: Composizione degli anfiboli nel campione 9B

In fig. 5.13 si osserva che le fasi analizzate presentano valori in Si (p.f.u.) compresi tra 7,8 e 8,1 e con rapporto Mg/(Mg+Fe) compreso tra 0,6 e 0,7.

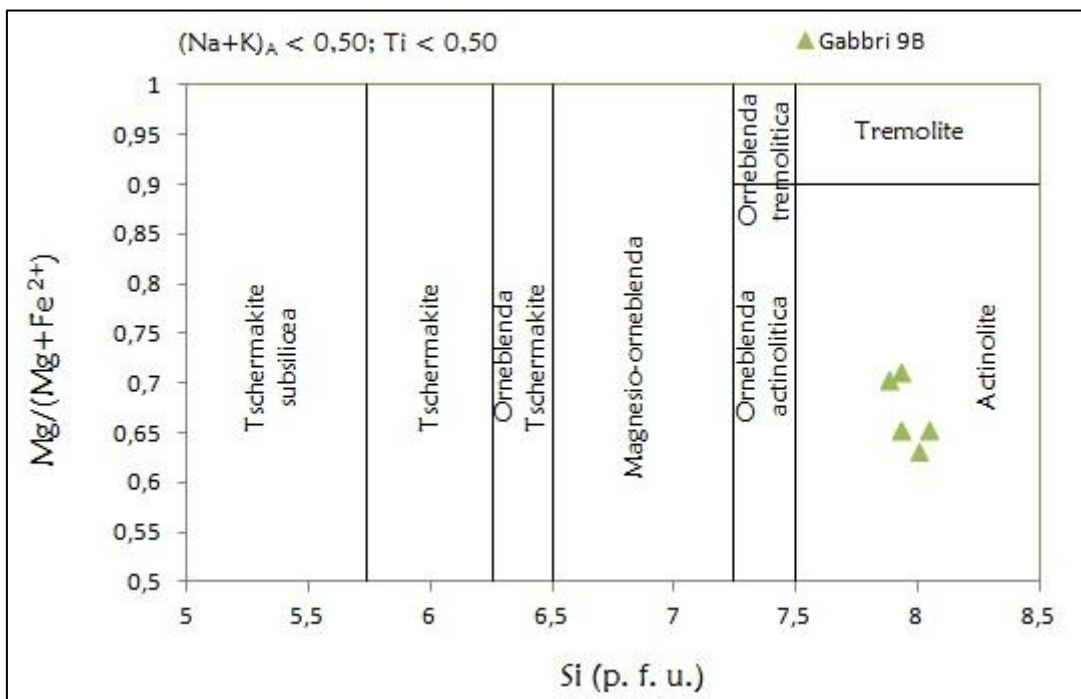


Fig. 5.13: Composizione degli anfiboli nel campione 9B

6 – GEOCHIMICA

I campioni di rocce basiche sono stati sottoposti ad analisi chimica al fine di caratterizzarne la composizione, che è stata determinata mediante fluorescenza a raggi X (XRF). Gli standard naturali utilizzati sono i seguenti: GA, BR, DR-N, GSP2-12, BCR-1, DNC-1, JA-3, AGV-1, BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BIR-1, JA-1A, QLO-1, W2. Le analisi sono state eseguite presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria.

Sono state determinate le percentuali in peso (wt %) degli ossidi degli elementi maggiori: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e le quantità degli elementi in traccia, la cui concentrazione è espressa in ppm: Ni, Cr, V, La, Ce, Co, Ba, Nb, Y, Sr, Zr, Rb, S, Cl, Cu, Zn, As, Sn, Cs, Pb.

La percentuale in peso della componente volatile è stata determinata per via gravimetrica dopo aver tenuto in forno il campione di roccia per un'ora ad una T di 900° C.

I dati ottenuti sono stati successivamente elaborati attraverso il programma Igp05. Le composizioni ottenute sono state proiettate su diagrammi classificativi e diagrammi discriminanti al fine di definire il contesto paleotettonico nel quale i fusi si sono formati.

6.1 Geochimica dei campioni del Complesso Alpujarride

I risultati delle analisi della fluorescenza a raggi X sui campioni, relativi sia agli elementi maggiori che agli elementi in traccia, sono stati riportati nelle tabelle da 6.1 a 6.14. Ai fini dell'utilizzo dei dati ottenuti in XRF per la classificazione e la discriminazione delle rocce attraverso gli appositi diagrammi, i valori ottenuti dalle

analisi in fluorescenza a raggi X sono stati ricalcolati al 100% su basi anidre relativamente agli elementi maggiori:

	RVTA1	RVTA2	RVTA4	RVTA6	RVTA7	TAB1	TAB2	TAB3	TAB4
SiO₂	53,19	52,56	52,38	53,17	52,06	53,51	52,72	54,22	53,13
TiO₂	0,98	1,1	0,9	1,17	1,22	1,76	1,07	0,98	1,12
Al₂O₃	14,37	14,21	14,88	14,53	13,27	12,57	14,78	13,99	14,19
Fe₂O₃	9,69	10,44	9,22	10,81	11,41	13,36	10,45	10,27	10,94
MnO	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,17	0,15	0,14	0,16
MgO	7,83	7,48	7,7	6,6	7,43	5,56	6,52	6,40	7,09
CaO	9,43	9,59	10,05	8,67	9,52	7,22	9,55	8,41	9,21
Na₂O	3,46	3,42	3,57	3,41	4,12	4,69	3,82	4,77	2,83
K₂O	0,73	0,87	0,99	1,29	0,65	0,95	0,80	0,72	1,19
P₂O₅	0,12	0,15	0,12	0,15	0,17	0,22	0,12	0,11	0,13
P.C.	2,05	1,50	2,10	2,05	1,66	2,45	2,42	2,73	2,14

Tabella 6.1: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Complesso Alpujarride)

	RVOR1	RVOR2	RVOR3A	RVOR3B	OR1	OR2A	OR2B	OR3
SiO₂	51,58	56,41	53,3	52,98	52,08	52,48	53,17	51,00
TiO₂	0,86	0,85	1,41	1,33	0,92	0,98	0,94	0,68
Al₂O₃	13,9	11,08	12,41	12,12	11,04	12,92	12,88	10,72
Fe₂O₃	9,79	4,07	14,44	14,37	12,07	10,71	9,66	13,62
MnO	0,15	0,21	0,18	0,19	0,13	0,18	0,16	0,12
MgO	9,49	7,46	5,49	6,05	11,55	9,22	9,67	9,42
CaO	11,83	13,26	8,02	8,49	9,94	11,22	10,72	10,40
Na₂O	1,74	5,89	2,74	2,62	1,49	1,59	1,90	3,75
K₂O	0,52	0,62	1,75	1,57	0,67	0,59	0,81	0,21
P₂O₅	0,1	0,1	0,2	0,21	0,11	0,11	0,10	0,08
P.C.	0,75	14,75	1,52	1,66	2,41	1,42	2,37	4,97

Tabella 6.2: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Complesso Alpujarride)

	RVCAR1	RVCAR3	RVCAR4	RVCAR5	RVENM1	RVENM2	RVENM3
SiO₂	52,33	51,19	53,07	52,55	51,77	52,58	50,62
TiO₂	1,02	1,12	1,14	1,11	1,01	1	0,78
Al₂O₃	13,17	13,78	13,76	12,82	12,34	12,44	11,9
Fe₂O₃	11	11,06	10,93	11,81	11,49	10,88	14,7
MnO	0,17	0,15	0,19	0,18	0,18	0,16	0,12
MgO	8,82	8,91	7,19	8,43	9,28	9,09	10,43
CaO	10,69	8,62	9,87	9,96	10,35	10,14	6,22
Na₂O	1,97	4,28	2,20	2,00	2,47	2,71	5,51
K₂O	0,62	0,78	1,51	1,01	0,92	0,82	0,53
P₂O₅	0,15	0,10	0,14	0,13	0,13	0,12	0,13
P.C.			2,71	3,00	2,45	0,28	2,23

Tabella 6.3: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Complesso Alpujarride)

	RVENM4	RVENM5	ENM1	ENM2	ENM2A	ENM3	ENM4
SiO₂	51,17	51,81	52,21	51,78	52,78	52,31	51,47
TiO₂	0,69	0,9	1,00	0,86	0,82	1,07	0,87
Al₂O₃	12,5	12,78	12,85	13,01	12,02	11,91	9,29
Fe₂O₃	9,94	10,38	11,79	11,50	10,90	11,82	11,91
MnO	0,13	0,16	0,16	0,16	0,14	0,20	0,14
MgO	11,77	10,51	9,14	10,07	9,91	9,20	9,63
CaO	9,69	10,07	8,66	7,78	8,86	9,84	14,45
Na₂O	3,27	1,72	2,68	3,64	3,96	2,92	2,02
K₂O	0,69	1,49	1,39	1,10	0,53	0,60	0,13
P₂O₅	0,09	0,12	0,12	0,11	0,09	0,12	0,09
P.C.	2,98	2,41	3,75	3,70	2,95	4,39	2,96

Tabella 6.4: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Complesso Alpujarride)

	ENM4A	RVALM1	RVALM3	RVALM5	ALM1	ALM2	ALM3
SiO₂	50,70	52,5	52,38	52,02	52,16	52,80	51,90
TiO₂	0,87	1,02	1,09	1,11	1,35	1,06	1,13
Al₂O₃	9,79	14,42	14,28	13,85	12,07	14,05	12,56
Fe₂O₃	12,04	11,38	12,09	11,25	15,07	11,17	10,48
MnO	0,15	0,15	0,17	0,14	0,21	0,16	0,16
MgO	10,31	7,67	7,08	8,64	6,79	7,62	8,18
CaO	13,84	8,6	8,44	6,82	8,00	9,10	10,45
Na₂O	2,11	2,73	2,57	4,74	3,29	2,49	4,85
K₂O	0,11	1,32	1,68	1,27	0,88	1,43	0,19
P₂O₅	0,09	0,15	0,18	0,11	0,18	0,13	0,11
P.C.	0,58	2,01	2,08	2,48	9,22	3,46	2,69

Tabella 6.5: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Complesso Alpujarride)

	RVCAC2A	RVCAC2B	RVBC2A	RVBC3
SiO₂	48,85	47,42	50,71	49,33
TiO₂	1,57	1,75	1,93	2,04
Al₂O₃	15,23	13,91	14,53	15,01
Fe₂O₃	14,61	14,93	13,06	12,74
MnO	0,12	0,12	0,13	0,15
MgO	9,75	11,41	8,02	8,95
CaO	4,5	5,02	6,30	6,17
Na₂O	2,34	2,87	2,80	3,25
K₂O	2,68	2,06	2,16	1,97
P₂O₅	0,3	0,45	0,35	0,38
P.C.	5,24	5,11	4,74	5,76

Tabella 6.6: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Complesso Alpujarride)

	RVHU2	RVHU3	RVLUREP1	RVLUREP3	RVLUREP4
SiO₂	49,18	49,41	47,04	50,29	48,46
TiO₂	1,51	1,78	1,84	1,91	1,59
Al₂O₃	12,62	12,86	13,55	14,88	12,39
Fe₂O₃	13,46	13,55	9,47	11,85	11,99
MnO	0,15	0,15	0,13	0,14	0,30
MgO	9,17	9,15	3,44	5,53	6,01
CaO	9,44	8,87	22,00	13,07	17,68
Na₂O	3,03	3,37	0,71	1,20	0,73
K₂O	1,04	0,51	1,59	0,90	0,66
P₂O₅	0,35	0,31	0,24	0,23	0,19
P.C.	4,4	3,64	17,38	12,68	16,47

Tabella 6.7: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Complesso Alpujarride)

	RVTA1	RVTA2	RVTA4	RVTA6	RVTA7	TAB1	TAB2	TAB3	TAB4
Ni	90	73	87,2	58	75	55,60	67,65	77,05	77,52
Cr	430	193	118	60	182	31	161	53	162
V	264	278	256	295	306	378	268	274	281
La	10	1	6	8	9	36	36	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Ce	19	24	12	21	34	46	20	25	22
Co	36	34	31	36	38	45,25	36,28	37,34	43,12
Ba	128	136	167	254	117	150	141	130	214
Nb	7	7	7	7	7	10	5	4	5
Zr	74	79	62	84	97	110	79	70	74
Y	21	25	21	27	30	38	26	26	26
Sr	290	356	334	353	365	190	412	273	314
Rb	23	25	30	36	19	31	26	23	37
S	53	53	59	53	47	<i>bdl*</i>	38	1	<i>bdl*</i>
Cl	297	392	390	464	360	834	550	473	566
Cu	91	67	74	112	24	180,6	108,57	58,46	90,21
Zn	49	49	44	66	55	59,7	59,40	52,15	56,05
As	50	28	58	54	19	31	52	33	22
Pb	10	7	11	7	3	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>

Tabella 6.8: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Complesso Alpujarride);

*bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	RVOR1	RVOR2	RVOR3A	RVOR3B	OR1	OR2A	OR2B	OR3
Ni	90	44	45	45	116,76	106,63	102	85,50
Cr	430	505	21	25	585	561	545	223
V	264	138	341	341	279	266	265	201
La	10	<i>bdl*</i>	16	18	<i>bdl*</i>	36	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Ce	19	17	39	33	24	20	21	16
Co	36	7	43	45	42,03	49,40	42,57	68,67
Ba	128	28	192	203	81	147	156	17
Nb	7	8	8	8	4	3	4	4
Zr	74	80	108	106	69	61	65	45
Y	21	31	34	34	26	24	23	18
Sr	290	386	409	424	628	260	283	592
Rb	23	27	48	40	23	23	26	7
S	53	43	45	48	<i>bdl*</i>	38	37	449
Cl	297	317	1149	996	398	1600	1197	560
Cu	91,69	3	89	141	125,67	97,6	99,77	552,14
Zn	49	4	65	73	51,56	75,47	57,52	52
As	50	6	5	6	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	6
Pb	10	6	7	6	<i>bdl*</i>	10	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>

Tabella 6.9: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Complesso Alpujarride);
*bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	RVCAR1	RVCAR3	RVCAR4	RVCAR5	RVENM1	RVENM2	RVENM3
Ni	89	92,61	72,76	97,06	101	103	107
Cr	386	320	205	362	463	471	516
V	263	285	287	294	294	288	275
La	14	<i>bdl*</i>	36	<i>bdl*</i>	14	15	20
Ce	26	29	21	25	21	25	21
Co	40	36,61	37,48	43,89	39	40	56
Ba	129	96	211	166	154	136	80
Nb	7	5	5	6	7	6	6
Zr	76	82	82	74	77	75	76
Y	23	26	29	29	27	23	25
Sr	231	590	392	265	329	344	76
Rb	22	23	47	34	27	25	19
S	75	<i>bdl*</i>	6	26	47	45	48
Cl	191	203	238	400	272	317	230
Cu	85	22,24	108,09	130	70	52	281
Zn	79	92,78	63,65	72,40	58	58	73
As	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	16	5	5	7	4
Pb	7	1	<i>bdl*</i>	3	6	8	6

Tabella 6.10: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Complesso Alpujarride);
*bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	RVENM4	RVENM5	ENM1	ENM2	ENM2A	ENM3	ENM4
Ni	120	115	108,51	121,38	107,13	96,52	65,36
Cr	647	580	485	580	593	362	520
V	234	259	289	253	253	289	260
La	2	6	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Ce	15	19	26	18	18	27	17
Co	30	38	44,60	43,47	36	42,88	37,93
Ba	72	157	175	149	73	76	13
Nb	6	6	5	5	4	4	4
Zr	56	66	69	60	58	75	57
Y	20	22	26	25	24	29	26
Sr	389	274	236	164	326	380	1118
Rb	22	43	42	36	17	22	7
S	45	52	1	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Cl	189	174	221	142	218	169	121
Cu	11	78	142,20	115	154,48	87,87	149,16
Zn	64	57	53,74	57,29	67,26	60,29	67,94
As	8	12	10	9	<i>bdl*</i>	11	8
Pb	6	6	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	5

Tabella 6.11: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Complesso Alpujarride);
*bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	ENM4A	RVALM1	RVALM3	RVALM5	ALM1	ALM2	ALM3
Ni	76,31	72	67	78	60,73	82,86	58,81
Cr	510	189	166	214	31	218	177
V	243	283	272	297	347	282	291
La	<i>bdl*</i>	13	11	17	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	36
Ce	18	19	31	30	36	21	34
Co	41,24	39	39	38	59,62	37,68	37,24
Ba	13	223	257	142	144	224	16
Nb	3	6	7	8	7	5	7
Zr	57	77	82	88	87	75	90
Y	21	26	28	30	35	26	33
Sr	1124	321	278	658	339	347	1254
Rb	6	36	46	31	31	44	4
S	<i>bdl*</i>	57	68	55	22	2	386
Cl	122	235	305	115	693	271	130
Cu	424,17	96	109	79	180	92,67	26,3
Zn	75,11	60	75	91	112,46	65	90,74
As	11	4	6	6	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	9
Pb	<i>bdl*</i>	8	10	9	14	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>

Tabella 6.12: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Complesso Alpujarride);
*bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	RVCAC2A	RVCAC2B	RVBC2A	RVBC3
Ni	133	136	125,92	114
Cr	289	205	199	192
V	181	160	163	167
La	21	20	36	36
Ce	44	52	50	59
Co	51	49	42,31	44
Ba	263	410	1001	237
Nb	20	24	35	36
Zr	140	161	149	154
Y	24	28	30	32
Sr	400	381	247	294
Rb	45	27	46	32
S	51	45	27	7
Cl	100	155	53	64
Cu	18	25	44	45,5
Zn	174	164	118	107,72
As	9	9	9	<i>bdl*</i>
Pb	16	5	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>

Tabella 6.13: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Complesso Alpujarride);
*bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	RVHU2	RVHU3	RVLUREP1	RVLUREP3	RVLUREP4
Ni	119	121	107,94	156,95	121,10
Cr	307	293	238	277	233
V	217	222	216	242	205
La	22	19	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Ce	50	51	31	32	34
Co	41	43	49,28	50,47	37,70
Ba	124	43	209	97	116
Nb	20	21	20	20	15
Zr	129	122	83	94	17
Y	27	25	23	27	24
Sr	817	877	311	405	365
Rb	19	12	35	22	69
S	49	46	<i>bdl*</i>	37	19
Cl	88	78	11	24	16
Cu	49	40	41,35	61,78	79,76
Zn	101	125	81,70	74,82	80,37
As	22	15	34	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Pb	5	13	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>

Tabella 6.14: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Complesso Alpujarride);
*bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

Dai dati riportati nelle tabelle si osserva che i campioni analizzati hanno perdite alla calcinazione (P.C.) comprese tra 0,28% del campione RVENM2 (Sierra de Enmedio) e 17,38% del campione RVLUREP1 (Sierra de Lújar). I valori della SiO_2 sono compresi tra 47,04% del campione RVLUREP1 (Sierra de Lujár) e 56,41% del campione di anortosite RVOR2. I valori di TiO_2 sono compresi fra 0,68% del campione OR3 (Sierra de Orihuela) e 1,93% del campione RVBC2A proveniente dall'affioramento di Barranco de Cacin. Il contenuto in Fe_2O_3 varia fra 4,02% del campione di anortosite RVOR2 e 15,07% del campione ALM1 (Sierra de Almagro).

Per quanto riguarda la concentrazione degli elementi in traccia tutti i campioni analizzati presentano concentrazioni relativamente alte per i metalli di transizione (Cr, Co, Ni, Cu, Zn). Da notare le elevate concentrazioni in Cu che in alcuni campioni superano i 100 ppm. Nel campione RVCAR5 (Sierra de Carrascoy) il valore di Cu è di 400 ppm. Anche le concentrazioni in Ba e Cl risultano elevate e in un unico campione, nel gabbro RVBC2A (Barranco de Cacin), il valore del Ba arriva a 1001 ppm. Questi ultimi dati sono in accordo con le osservazioni di terreno e petrografiche che hanno messo in evidenza la presenza di mineralizzazioni a malachite, soprattutto nell'affioramento di Sierra de Carrascoy, e la formazioni di anfiboli ricchi in Cl.

Per la classificazione dei campioni di roccia sono stati utilizzati diagrammi classificativi che si basano sulle concentrazioni degli elementi maggiori, diagrammi discriminanti per la determinazione dell'ambiente geodinamico di formazione e diagrammi spider.

Il diagramma TAS (*Total Alkali vs Silica*) è uno dei più utilizzati schemi classificativi valido per le rocce ignee. In fig 6.15 è possibile osservare che il contenuto di SiO_2 è compreso tra il 46 e il 56% in peso e che il contenuto della somma degli alcali arriva al massimo ad un valore compreso tra il 6 e il 7%.

I campioni si proiettano nel campo dei basalti, dei trachi-basalti, delle trachi-andesiti basaltiche e delle andesiti basaltiche. In particolare i campioni degli affioramenti del settore orientale (Isla de Nueva Tabarca, Orihuela, Sierra de Carrascoy, Sierra de Enmedio e Sierra de Almagro) si proiettano nel campo dei trachi-basalti, delle trachi-andesiti basaltiche, dei basalti e delle andesiti basaltiche con tenori di SiO₂ più elevati rispetto ai campioni del settore occidentale (Barranco de Cacin, Rambla de Huarea e Sierra de Lújar) che mostrano un carattere meno evoluto.

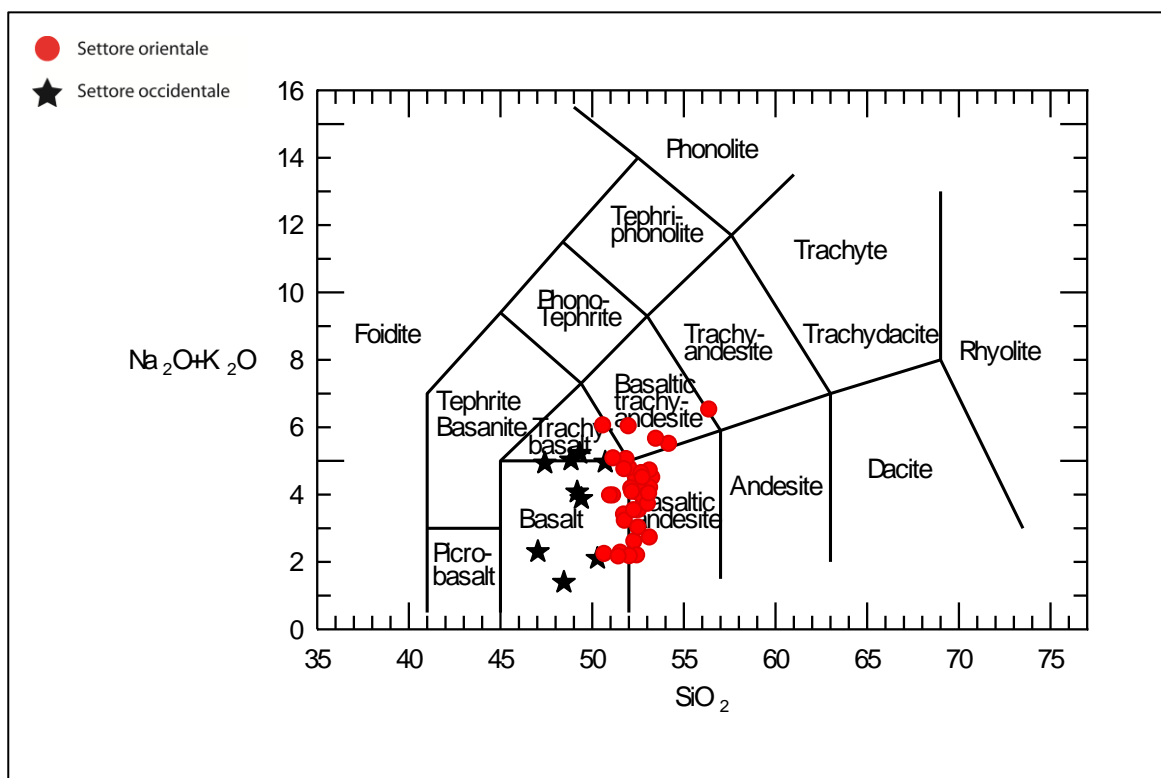


Fig. 6.15: Diagramma classificativo TAS, Le Bas et al., 1986

Il diagramma in fig. 6.16 mostra la variazione del contenuto in alcali (Na₂O+K₂O) rispetto alla SiO₂. I campioni mostrano caratteri da sub-alcalini ad alcalino-transizionale per quanto riguarda entrambi i settori. In particolare i campioni del settore occidentale continuano a mostrare il carattere meno evoluto.

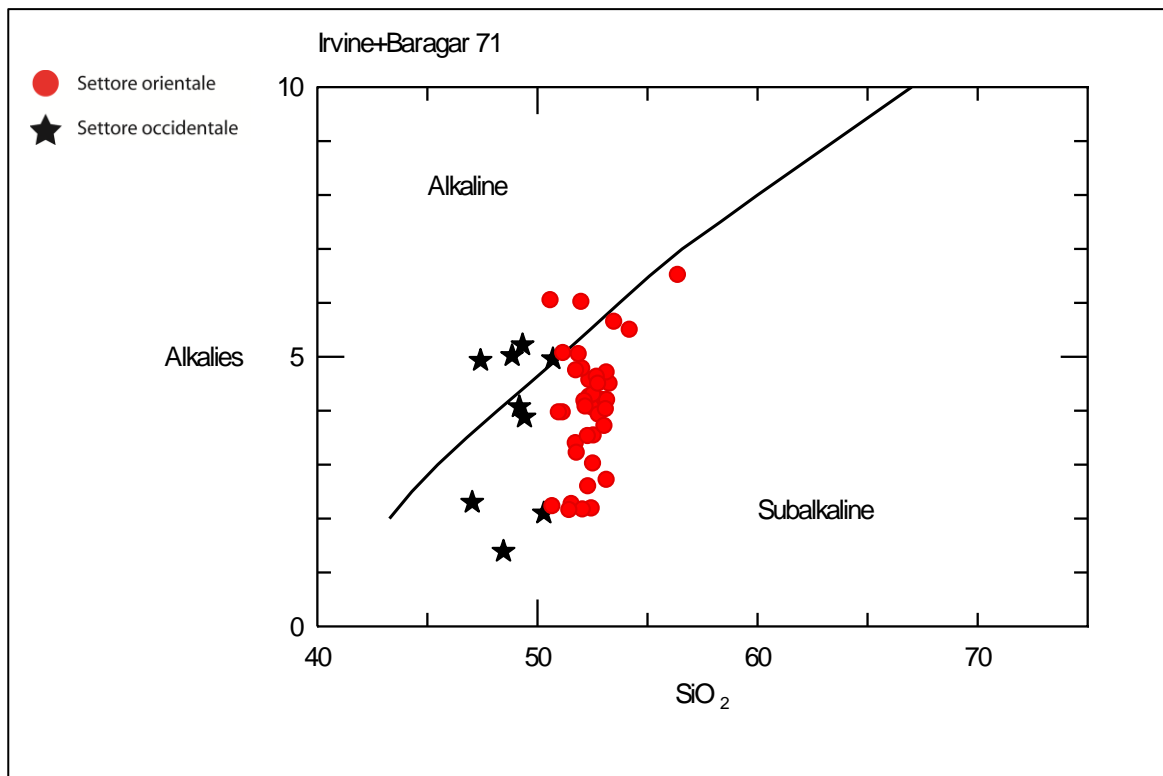


Fig. 6.16: Diagramma classificativo *Alkalies vs SiO_2* (Irvine & Baragar, 71)

Considerando i valori di perdita alla calcinazione relativamente elevati si è proceduto a definire l'affinità geochimica delle rocce analizzate utilizzando diagrammi basati sul contenuto in elementi in traccia considerati relativamente immobili durante i processi metamorfici e di alterazione.

Nel diagramma Ti/Y vs. Nb/Y proposto da Pearce, 1982, riportato in fig. 6.17, i campioni del settore orientale si plottano nel campo MORB, mentre quelli del settore occidentale si proiettano nel campo dei basalti transizionali.

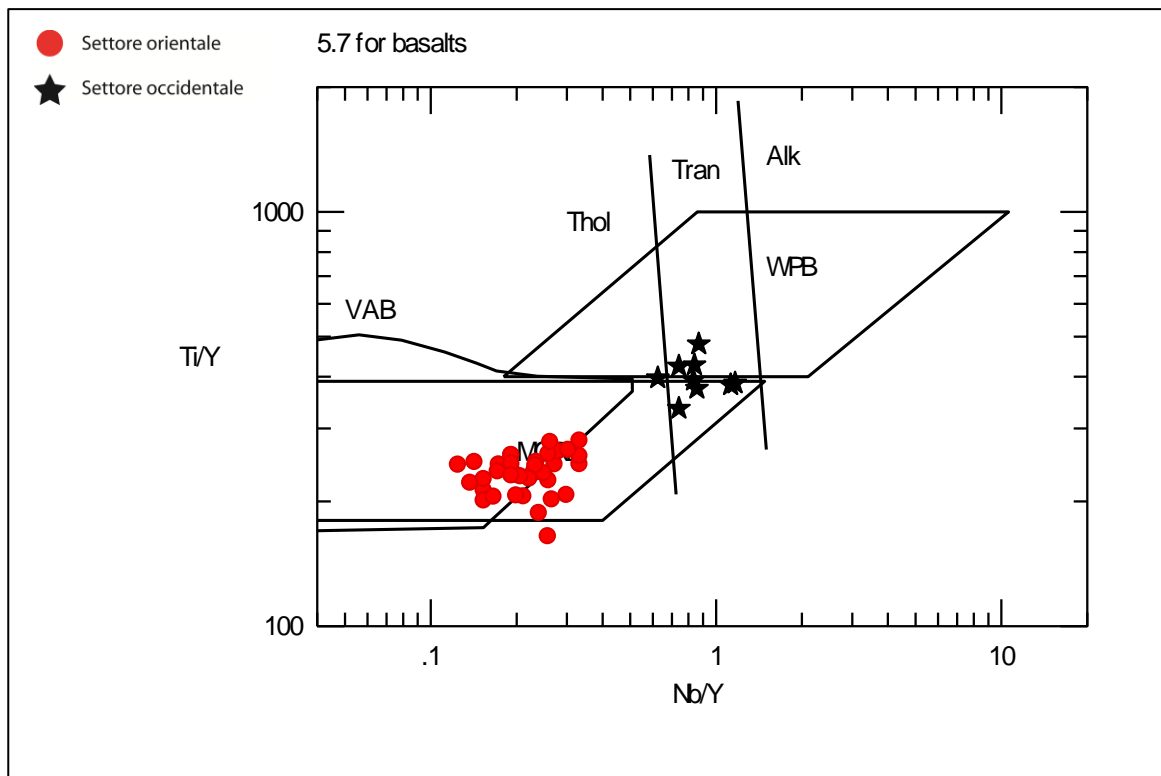


Fig. 6.17: Diagramma discriminante Pearce, 1982

In fig. 6.18 si osserva che nel diagramma discriminante Y/Nb vs. TiO_2 i campioni del settore orientale ricadono nel campo MORB, mentre quelli del settore occidentale si proiettano nel campo alcalino-transizionale.

Quanto osservato nei diagrammi riportati nelle figg. 6.16 e 6.17 confermano il carattere sub-alcalino con affinità tipo MORB per i campioni di gabbri che affiorano nel settore orientale, mentre i campioni di basalti in dicchi del settore orientale si proiettano nel campo delle rocce alcalino-transizionali.

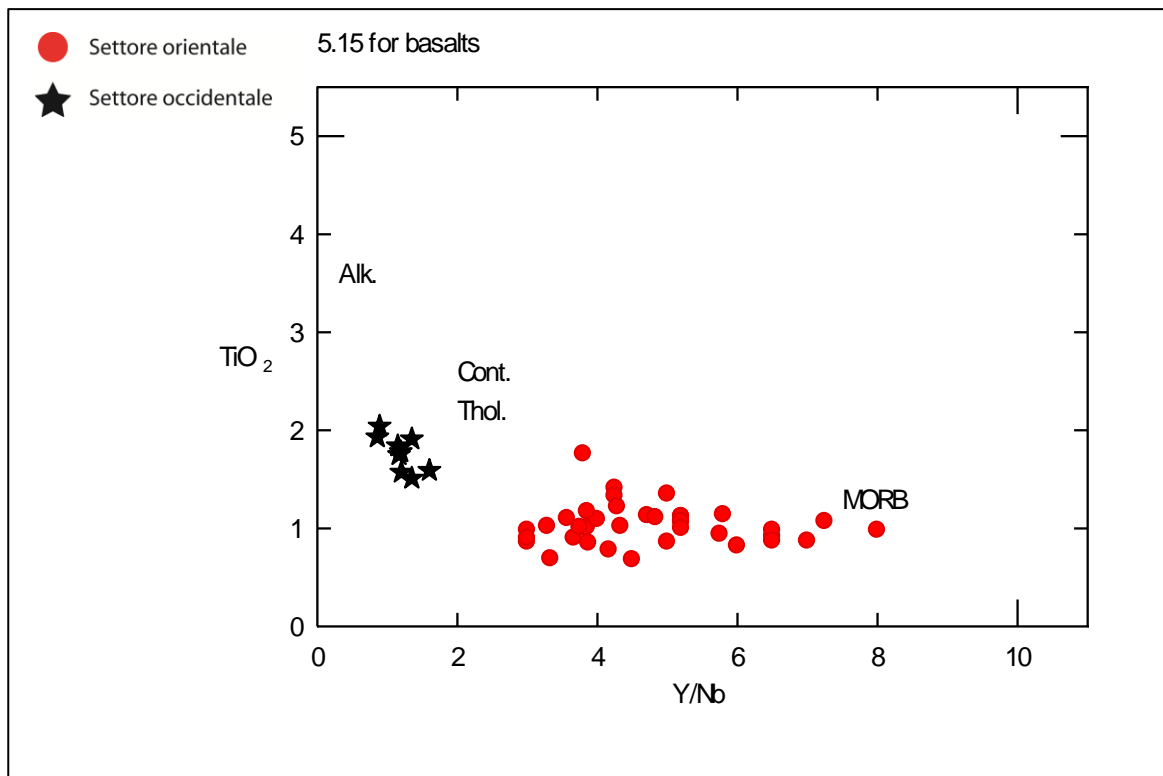


Fig. 6.18: Diagramma discriminante Floyd & Winchester, 1973

Le abbondanze degli elementi incompatibili normalizzate ai MORB (Pearce, 1983) mostrano dei pattern comparabili con relativo arricchimento in LILE rispetto agli HFSE (fig 6.19 e 6.20). Questo sarebbe in accordo con una sorgente di mantello parzialmente metasomatizzato. La mancanza di anomalie di Nb e P porta ad ipotizzare che l'arricchimento non è imputabile a processi di subduzione e quindi è coerente con un quadro paleo-tettonico estensionale.

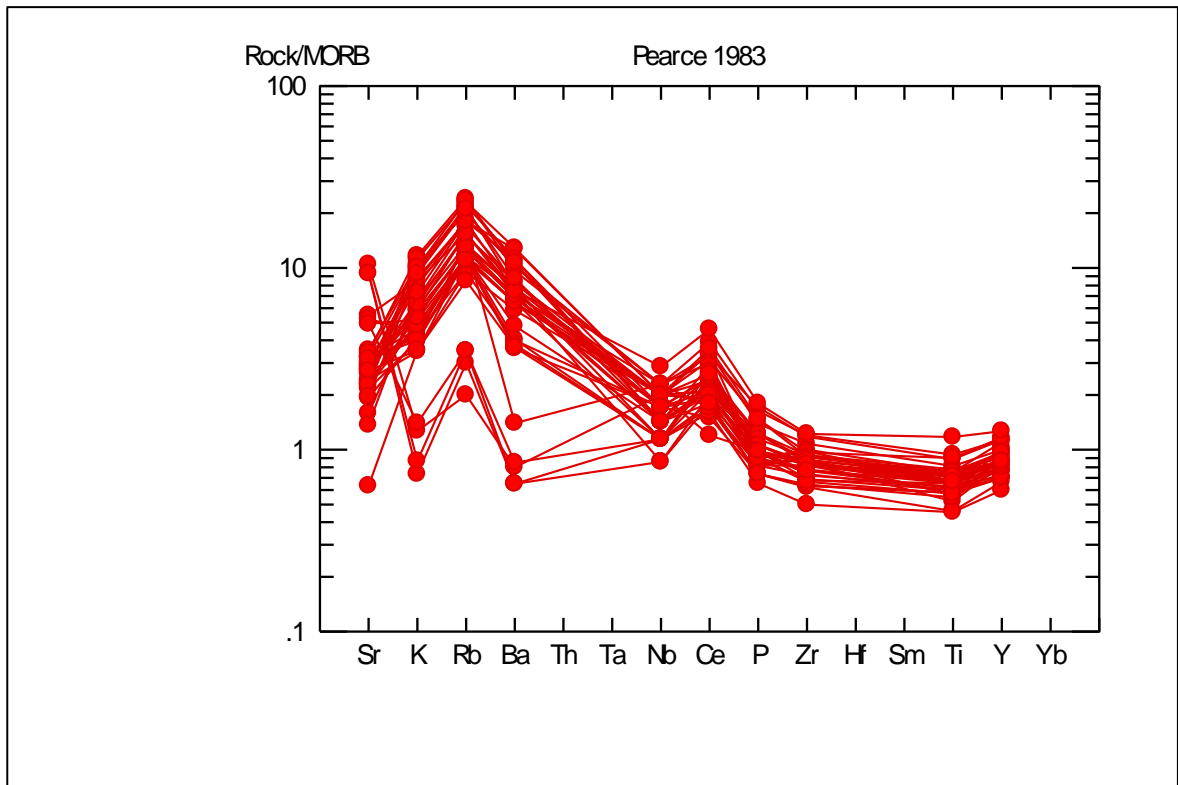


Fig. 6.19: Livelli di abbondanza degli elementi incompatibili normalizzati ai MORB (Pearce, 1983) per i prodotti basici del Complesso Alpujarride nel settore orientale

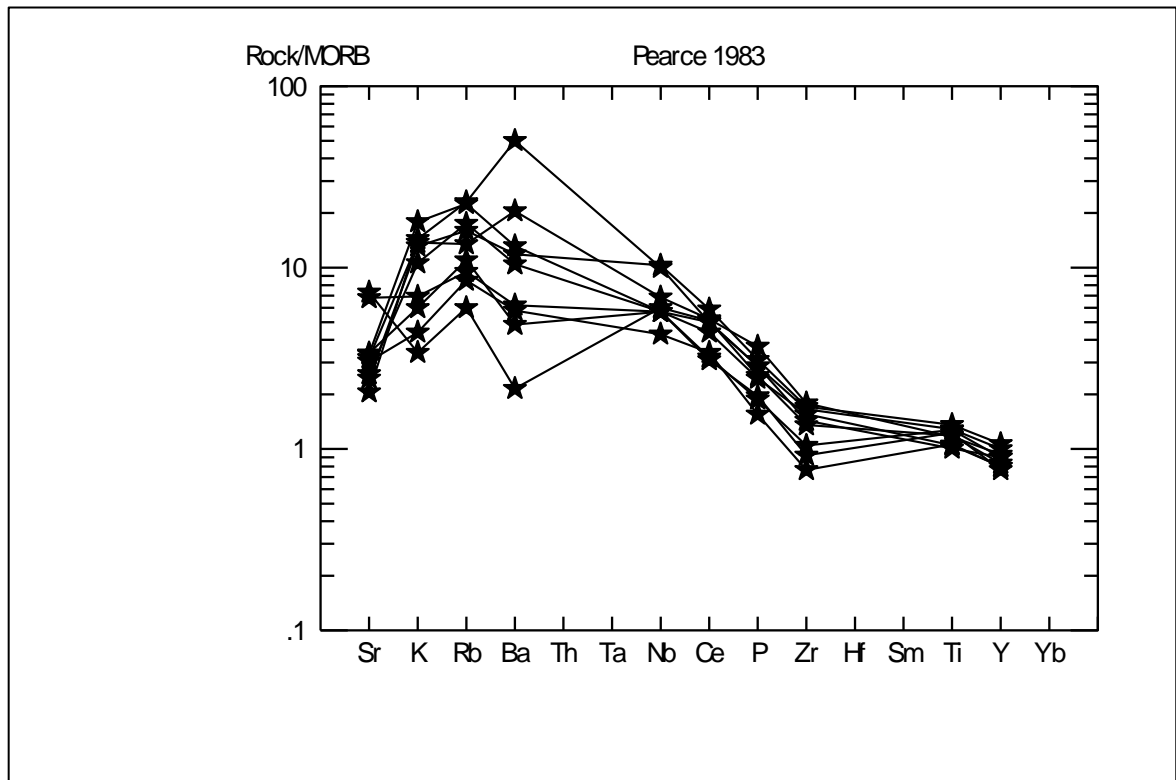


Fig. 6.20: Livelli di abbondanza degli elementi incompatibili normalizzati ai MORB (Pearce, 1983) per i prodotti basici del Complesso Alpujarride nel settore occidentale

I diagrammi discriminanti, di seguito riportati, sono stati utilizzati al fine di definire il contesto paleotettonico nel quale si sono generati i fusi che hanno prodotto le intrusioni basiche del Complesso Alpujarride.

La presenza delle due *suites* viene ulteriormente confermata nel diagramma di Pearce & Norry (1979) (fig. 6.21). La variazione del rapporto Zr/Y rispetto alla concentrazione in Zr è un efficace discriminante tra diversi ambienti di formazione dei magmi basaltici. Nel diagramma i Fig. 6.19 si osserva che i campioni del settore orientale si proiettano nel campo dei MORB, mentre quelli del settore occidentale nei basalti intraplacca (WPB). Due campioni di gabbri provenienti dall'affioramento di Barranco de Cacin (stelline nere) si proiettano nel campo dei MORB. Questo dato permette di posizionare la transizione tra il settore orientale e quello occidentale in corrispondenza di quest'area.

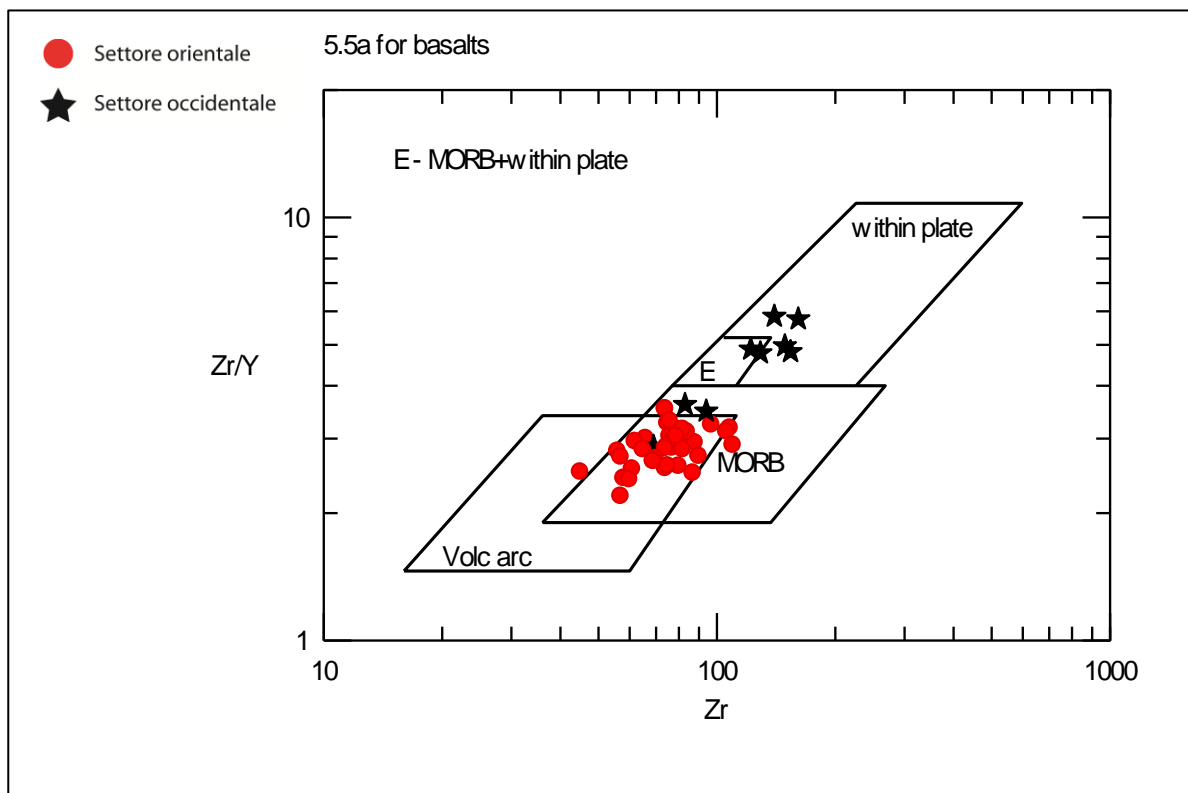


Fig. 6.21: Diagramma discriminante Pearce & Norry, 1979

Nel diagramma discriminante Pearce e Gale, 1977 (fig. 6.22) viene rappresentata la variazione del rapporto Zr/Y e Ti/Y per discriminare tra i

within-plate basalts e i plate margin basalts. Si osserva che i campioni continuano a mostrare la presenza di due *suites*: i campioni del settore orientale ricadono nel campo dei basalti di margine di placca, quelli del settore occidentale nel campo dei basalti di intra-placca.

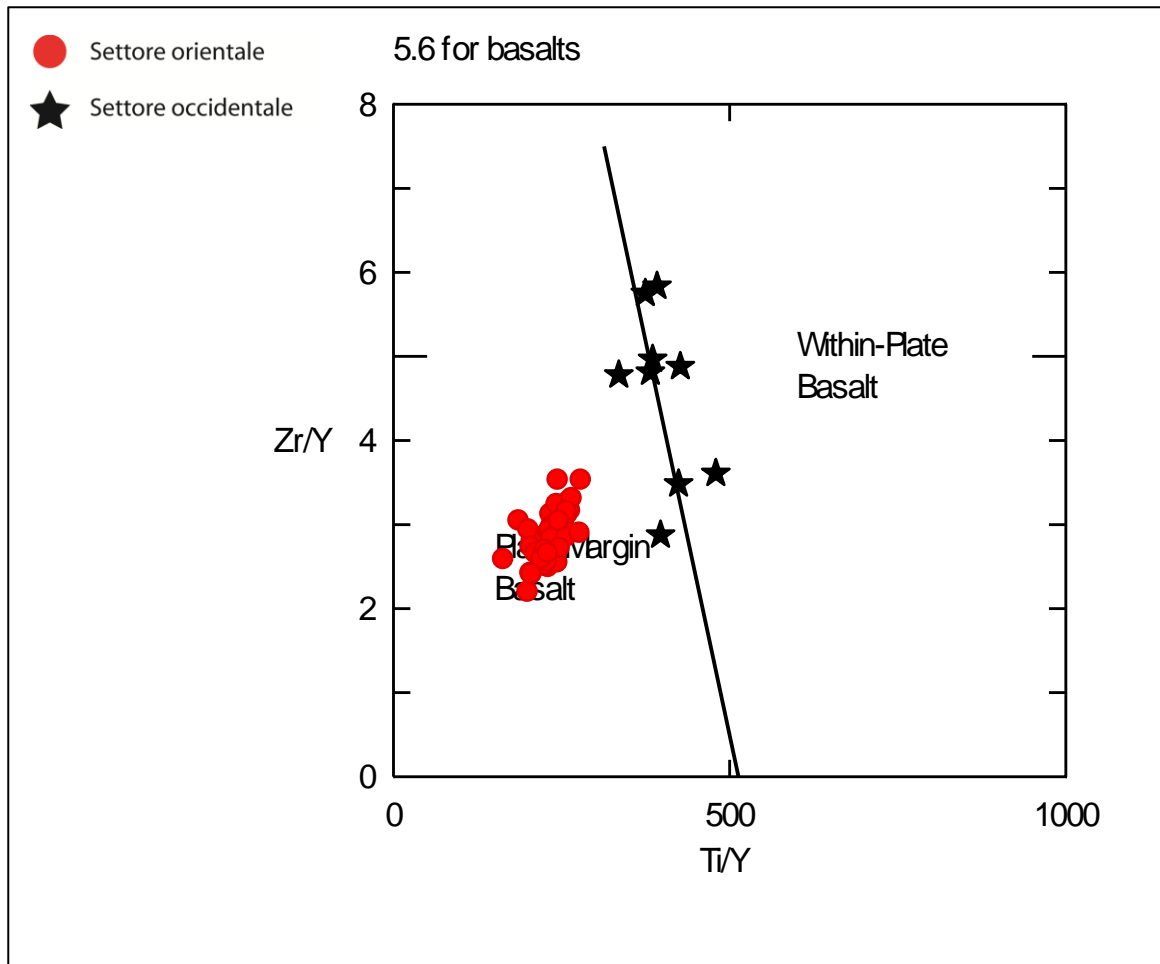


Fig. 6.22: Diagramma discriminante Pearce & Gale, 1977

In fig.6.23 il diagramma Ti-V mostra ancora la presenza delle due *suites*, alcalina e MORB, che si distinguono nel Complesso Alpujárride. I campioni del settore orientale, che si collocano nel campo dei MORB, hanno valori del rapporto Ti/V compresi fra 20 e 50 ppm, mentre i campioni del settore occidentale, ricadendo nel campo alcalino-transizionale, mostrano valori compresi fra poco meno di 50 e 100ppm.

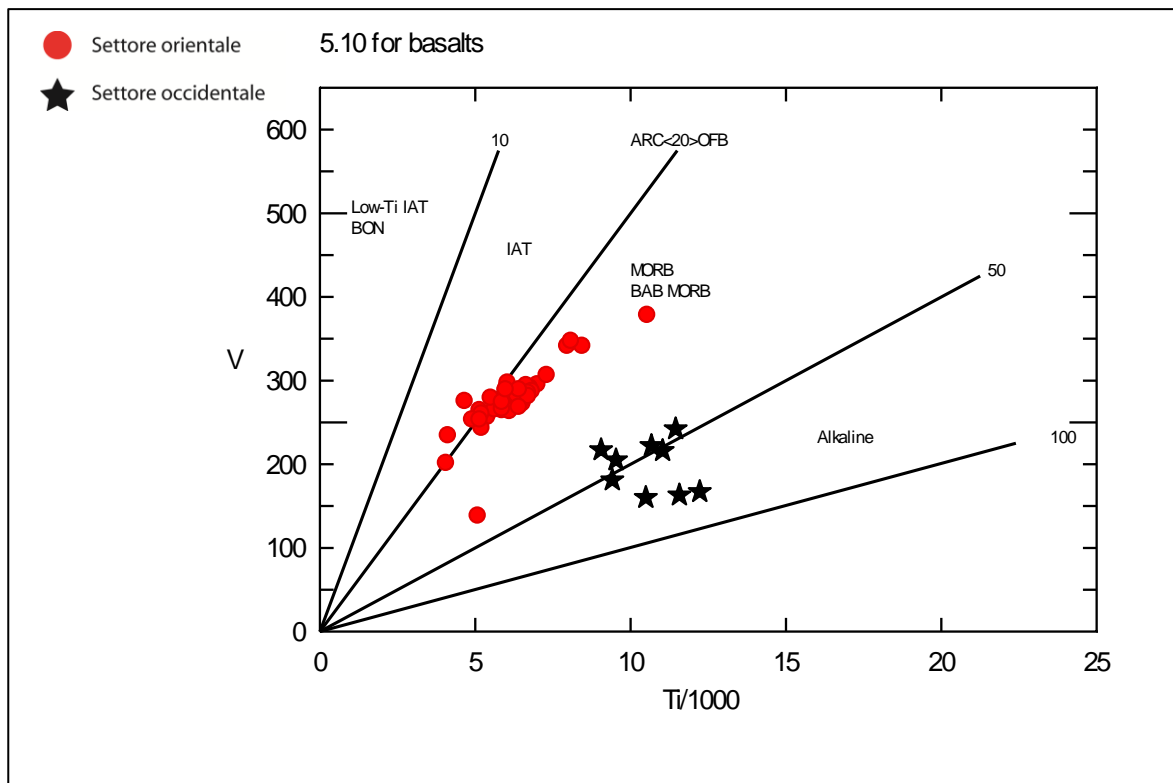


Fig. 6.23: Diagramma discriminante $Ti/1000$ vs V (Schervais, 1982)

Il diagramma di fig. 6.24 mostra l'influenza che una sorgente OIB ha su una composizione di tipo MORB. I campioni si plottano su una linea di *mixing* fra la sorgente intraplacca rappresentata dai campioni del settore occidentale e i componenti MORB rappresentati dai campioni del settore orientale. Ciò suggerisce che i campioni del settore occidentale rappresentano i prodotti magmatici di una sorgente tipo *mantle plume* intraplacca che avrebbe fornito il calore necessario per originare i fusi MORB in corrispondenza del margine di placca nel settore orientale prima dello stadio di rift continentale continentale.

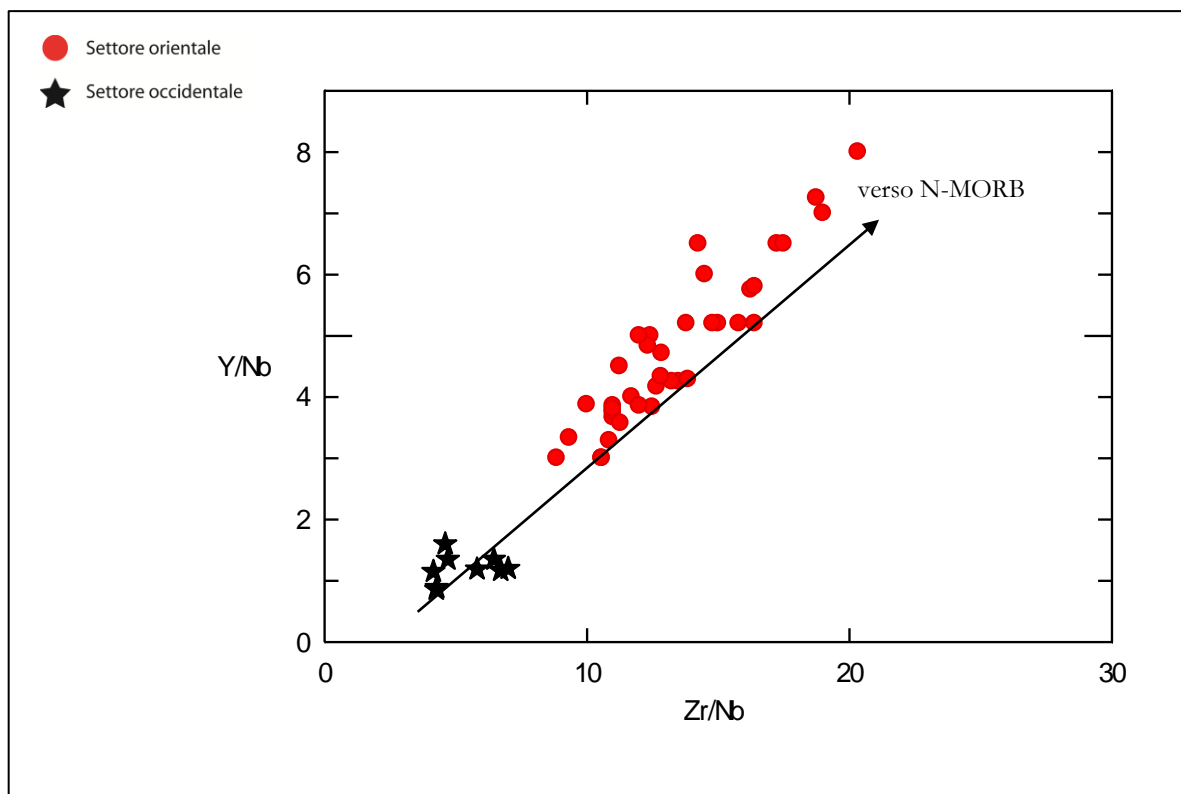


Fig. 6.24: diagramma Zr/Nb vs Y/Nb (Wilson M., 1989)

L'elaborazione e l'interpretazione dei dati geochimici sui campioni del Complesso Alpujárride hanno messo in evidenza che i prodotti basici hanno un carattere da subalcalino a transizionale. In particolare i campioni del settore orientale sono prodotti più evoluti con affinità di tipo MORB, mentre i campioni del settore occidentale sono meno evoluti e mostrano un'affinità di tipo alcalino-transizionale.

6.2 Geochimica dei campioni della Calabria settentrionale

I dati ottenuti dalle analisi della fluorescenza a raggi X sui campioni, relativi sia agli elementi maggiori che agli elementi in traccia, sono stati inseriti nelle tabelle da 6.25 a 6.40. Come per i campioni del Complesso Alpujárride, anche per i campioni della Calabria settentrionale, i valori ottenuti dalle analisi in

fluorescenza a raggi X sono stati ricalcolati al 100% su basi anidre relativamente agli elementi maggiori:

	AB2	AB4	AB15	AB17	AB18	AB33	AB34
SiO₂	46,22	49,16	50,21	49,22	48,83	48,92	51,72
TiO₂	2,13	2,38	2,20	2,41	2,13	2,95	2,19
Al₂O₃	14,04	11,87	13,35	13,72	12,94	16,01	12,97
Fe₂O₃	11,94	12,19	11,26	11,58	10,65	15,54	13,36
MnO	0,11	0,15	0,12	0,16	0,11	0,14	0,14
MgO	11,49	9,52	10,16	11,37	7,37	7,97	10,98
CaO	9,72	11,26	8,16	9,95	13,25	2,63	6,84
Na₂O	3,96	2,62	4,06	1,01	4,22	4,97	1,28
K₂O	0,13	0,58	0,08	0,28	0,2	0,39	0,16
P₂O₅	0,28	0,25	0,35	0,24	0,23	0,42	0,42
P.C.	7,7	5	4	7,4	7,4	5	6,53

Tabella 6.25: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Calabria settentrionale: basalti Monte Cerviero)

	AB35	AB38	AB39	AB40	AB41	AB42	AB45
SiO₂	52,27	45,02	45,42	47,97	50,26	44,84	44,42
TiO₂	2,20	2,17	2,58	2,4	1,84	2,14	2,53
Al₂O₃	12,98	13,36	12,64	12,33	12,92	18,39	13,69
Fe₂O₃	12,77	12,04	14,79	13,38	12,39	13,36	15,06
MnO	0,14	0,13	0,17	0,14	0,12	0,07	0,16
MgO	9,10	1,68	10,63	9,85	10,77	7,43	10,60
CaO	6,85	18,56	10,5	10,39	7,14	6,81	10,64
Na₂O	3,12	4,92	1,7	3,11	3,95	0,11	0,75
K₂O	0,07	1,70	0,90	0,07	0,25	6,69	1,78
P₂O₅	0,34	0,37	0,34	0,3	0,30	0,1	0,3
P.C.	3,52	11,34	5,49	4,5	6	7,98	6,28

Tabella 6.26: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Calabria settentrionale: basalti Monte Cerviero)

	AB5	AB6	AB7
SiO₂	47,48	49,40	48,09
TiO₂	2,61	3,09	2,77
Al₂O₃	14,01	13,11	13,73
Fe₂O₃	13,32	12,03	13,67
MnO	0,16	0,14	0,16
MgO	9,98	10,32	9,41
CaO	7,99	8,58	8,74
Na₂O	1,81	3,43	2,82
K₂O	1,95	0,13	0,26
P₂O₅	0,35	0,35	0,31
P.C.	4	4	4

Tabella 6.27: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Calabria settentrionale: basalti Monte Bombolato)

	AB9	AB10	AB11	AB12
SiO₂	49,07	48,14	48,46	47,99
TiO₂	1,54	1,57	1,38	1,64
Al₂O₃	10,31	10,24	10,06	9,94
Fe₂O₃	13,20	14	14,05	13,86
MnO	0,14	0,14	0,13	0,12
MgO	17,97	19	18,43	18,34
CaO	6,17	5,80	6	6,48
Na₂O	0,91	0,69	0,80	0,85
K₂O	0,52	0,50	0,47	0,52
P₂O₅	0,20	0,18	0,18	0,19
P.C.	6,7	7	6,7	6,9

Tabella 6.28: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Calabria settentrionale: gabbri Monte Bombolato)

	AB56	AB57	VB3A
SiO₂	47,69	51,25	55,17
TiO₂	2,75	2,99	1,97
Al₂O₃	16,08	15,45	14,77
Fe₂O₃	12,09	12,23	11,85
MnO	0,09	0,08	0,08
MgO	11,48	9,04	6,56
CaO	4,56	3,56	2,86
Na₂O	1,91	2,48	3,29
K₂O	2,98	2,68	2,78
P₂O₅	0,32	0,51	0,67
P.C.	5,24	4,5	4,5

Tabella 6.29: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Calabria settentrionale: gabbri Timpone del Vaccaro)

	AB53	VB1
SiO₂	42,24	40,44
TiO₂	0,75	0,82
Al₂O₃	5,89	4,08
Fe₂O₃	15,24	18,64
MnO	0,18	0,18
MgO	31,79	31,46
CaO	3,18	3,49
Na₂O	0,11	0,09
K₂O	0,57	0,74
P₂O₅	0,17	0,06
P.C.	9,43	8,81

Tabella 6.30: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Calabria settentrionale: ortocumuliti Timpone del Vaccaro)

	AB104	AB105	AB106
SiO₂	52,35	49,61	47,36
TiO₂	2,38	2,17	2,33
Al₂O₃	15,15	14,86	14,46
Fe₂O₃	11,98	13,24	13,73
MnO	0,03	0,03	0,07
MgO	3,49	5,39	7,41
CaO	5,29	5,17	6,1
Na₂O	0,04	0,67	0,38
K₂O	8,8	8,46	7,81
P₂O₅	0,48	0,37	0,36
P.C.	6,9	7,44	9,44

Tabella 6.31: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Calabria settentrionale: metabasiti Cozzo del Lepre)

	9B	11B	15B	16B	17B
SiO₂	46,71	46,7	45,41	49,41	39,16
TiO₂	2,37	2,80	2,82	2,35	2,72
Al₂O₃	13,36	15,78	14,39	13,78	14,96
Fe₂O₃	18,22	16,37	16,92	14,44	20,83
MnO	0,21	0,16	0,18	0,16	0,24
MgO	11,28	9,93	11,31	10,42	13,72
CaO	3,91	3,77	5,25	5,38	5,89
Na₂O	2,76	4,07	3,31	3,76	2,03
K₂O	0,84	0,07	0,14	0,11	0,06
P₂O₅	0,29	0,31	0,33	0,31	0,34
P.C.	4,26	4,55	4,99	3,83	5,24

Tabella 6.32: Analisi chimiche ricalcolate a 100% degli elementi maggiori (Calabria settentrionale: gabbri Acquaformosa)

	AB2	AB4	AB15	AB17	AB18	AB33	AB34
Ni	256	235	174	312	242	343	314
Cr	385	386	353	471	405	472	401
V	206	227	226	234	212	260	214
La	13	27	17	22	14	30	24
Ce	27	34	38	47	29	61	37
Co	67	45	53	55	42	70	54
Ba	45	730	37	53	42	87	76
Nb	26	32	32	28	26	36	30
Zr	156	157	162	167	149	183	152
Y	21	20	22	23	21	30	24
Sr	195	184	193	417	179	145	175
Rb	9	17	9	14	14	16	11
S	bdl*	bdl*					
Cl	bdl*	bdl*					
Cu	bdl*	bdl*					
Zn	bdl*	bdl*					
As	bdl*	bdl*					
Pb	bdl*	bdl*					

Tabella 6.33: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Calabria settentrionale, basalti Monte Cerviero) - bdl*: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	AB35	AB38	AB39	AB40	AB41	AB42	AB45
Ni	320	121	258	278	177	205	298
Cr	374	266	437	419	410	479	452
V	205	165	262	233	195	209	247
La	21	15	27	26	8	5	18
Ce	50	30	47	27	37	27	41
Co	53	29	50	52	50	48	57
Ba	72	100	336	300	35	354	104
Nb	31	27	33	32	23	30	32
Zr	149	145	165	162	131	172	169
Y	27	20	26	22	20	14	25
Sr	122	257	214	176	103	187	228
Rb	11	32	19	8	11	120	43
S							
Cl							
Cu							
Zn							
As							
Pb							

Tabella 6.34: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Calabria settentrionale, basalti Monte Cerviero) - bdl*: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	AB5	AB6	AB7
Ni	267	305	290
Cr	367	408	413
V	246	224	261
La	34	25	30
Ce	59	58	45
Co	51	51	55
Ba	232	70	102
Nb	39	36	39
Zr	182	168	181
Y	25	22	25
Sr	251	120	210
Rb	34	9	13
S	bdl*	bdl*	bdl*
Cl	bdl*	bdl*	bdl*
Cu	bdl*	bdl*	bdl*
Zn	bdl*	bdl*	bdl*
As	bdl*	bdl*	bdl*
Pb	bdl*	bdl*	bdl*

Tabella 6.35: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Calabria settentrionale, basalti Monte Bombolato) - bdl*: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	AB9	AB10	AB11	AB12
Ni	502	560	553	562
Cr	584	667	640	647
V	194	205	193	205
La	16	16	12	16
Ce	37	25	19	25
Co	70	70	72	71
Ba	168	229	200	181
Nb	25	18	17	19
Zr	492	106	110	117
Y	21	17	20	20
Sr	245	194	215	203
Rb	251	21	24	23
S	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Cl	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Cu	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Zn	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
As	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Pb	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>

Tabella 6.36: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Calabria settentrionale, gabbri Monte Bombolato) - *bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	AB56	AB57	VB3A
Ni	72	29	31,16
Cr	70	27	<i>bdl*</i>
V	287	226	101
La	29	40	36
Ce	43	66	103
Co	40	35	27,16
Ba	203	230	183
Nb	25	45	52
Zr	128	268	48
Y	33	45	82
Sr	96	100	280
Rb	48	38	<i>bdl*</i>
S	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	13
Cl	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	30,02
Cu	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	118,64
Zn	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
As	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	41
Pb	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	14

Tabella 6.37: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Calabria settentrionale, gabbri Timpone del Vaccaro) - *bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	AB53	VB1
Ni	984	1546,65
Cr	836	803
V	91	92
La	7	<i>bdl*</i>
Ce	17	15
Co	87	131,73
Ba	68	97
Nb	9	10
Zr	48	11
Y	7	51
Sr	50	36
Rb	26	71
S	<i>bdl*</i>	120
Cl	<i>bdl*</i>	206
Cu	<i>bdl*</i>	116
Zn	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
As	<i>bdl*</i>	30
Pb	<i>bdl*</i>	11

Tabella 6.38: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Calabria settentrionale, ortocumuliti Timpone del Vaccaro) - *bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	AB104	AB105	AB106
Ni	195	198	301
Cr	484	532	530
V	277	294	244
La	22	9	18
Ce	34	34	34
Co	31	44	62
Ba	254	198	143
Nb	33	35	32
Zr	172	170	160
Y	26	20	17
Sr	72	131	87
Rb	110	113	121
S	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Cl	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Cu	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Zn	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
As	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>
Pb	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>

Tabella 6.39: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Calabria settentrionale, metabasiti Cozzo del Lepre) - *bdl**: al di sotto del limite di lettura dello strumento

	9B	11B	15B	16B	17B
Ni	135	147	136	130	158
Cr	331	281	273	249	335
V	239	188	215	216	227
La	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	<i>bdl*</i>	2	7
Ce	47	51	55	56	65
Co	50	52	52	48	66
Ba	13	12	12	12	12
Nb	24	26	25	25	25
Zr	129	151	153	148	154
Y	31	34	37	28	45
Sr	82	259	328	258	298
Rb	10	7	6	9	6
S	8	12	14	8	18
Cl	68	65	60	59	60
Cu	21	17	20	35	26
Zn	149	124	132	117	169
As	44	61	43	25	9
Pb	16	14	17	8	6

Tabella 6.40: Analisi chimiche degli elementi in traccia (Calabria settentrionale, gabbri Acquaformosa) - bdl: al di sotto del limite di lettura dello strumento*

Dai dati riportati nelle tabelle si osserva che i campioni analizzati hanno perdite alla calcinazione (P.C.) comprese tra 3,52% del campione AB35 (basalto proveniente da Monte Cerviero) e 11,34% del campione AB38 (basalto di Monte Cerviero). I valori della SiO₂ sono compresi tra 39,16% del campione 17B (Acquaformosa) e 55,17% del campione VB3A (Timpone del Vaccaro). I valori di TiO₂ sono compresi fra 0,75% del campione di ortocumulite (Timpone del Vaccaro) e 3,09% del campione AB6 (basalto di Monte Cerviero). Il contenuto in Fe₂O₃ varia fra 10,65% del campione di basalto AB18, proveniente da Monte Cerviero e 18,64% del campione VB1 (ortocumulite di Timpone del Vaccaro). Da notare l'elevato contenuto in K₂O dei tre campioni di Cozzo del Lepre con valori compresi tra 7,81% e 8,8%.

Per quanto riguarda la concentrazione degli elementi in traccia tutti i campioni analizzati presentano concentrazioni relativamente alte per i metalli di transizione (Ni, Cr), soprattutto nei campioni di ortocumuliti di Timpone del Vaccaro in cui in Ni supera i 900 ppm. A differenza degli altri campioni, le ortocumuliti presentano bassi valori di LILE (Zr, Sr e Rb).

Per la classificazione dei prodotti basici della Calabria settentrionale, come per quelli del Complesso Alpujarride, sono stati utilizzati i diagrammi classificativi e discriminanti.

I campioni di rocce basiche della Calabria settentrionale proiettati nel diagramma TAS in fig 6. 41, mostrano una forte dispersione, anche se tutti mostrano un carattere alcalino-transizionale con tenori massimi del contenuto in SiO_2 di circa il 56%. Come si osserva nel diagramma TAS, i campioni si distribuiscono nel campo dei picro-basalti, dei basalti, delle andesiti basaltiche, delle trachi-andesiti basaltiche, dei trachi basalti, delle fonotefriti e delle basaniti tefritiche.

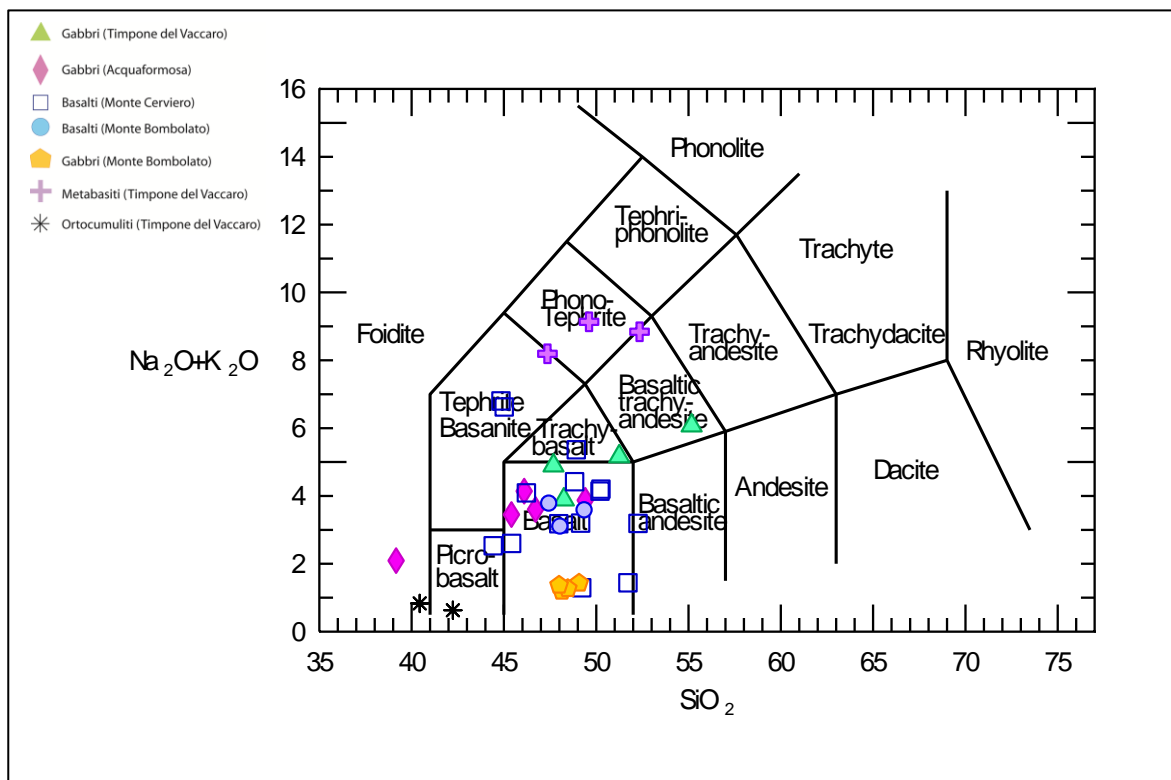


Fig. 6.41: Diagramma classificativo TAS, Le Bas et al., 1986

Nel diagramma classificativo in fig 6.42 si osserva che i campioni ricadono sia nel campo alcalino che in quello sub-alcalino con una certa concentrazione a cavallo della linea di separazione tra i campi alcalino e sub-alcalino. Quindi nell'insieme le rocce analizzate mostrano un certo carattere transizionale.

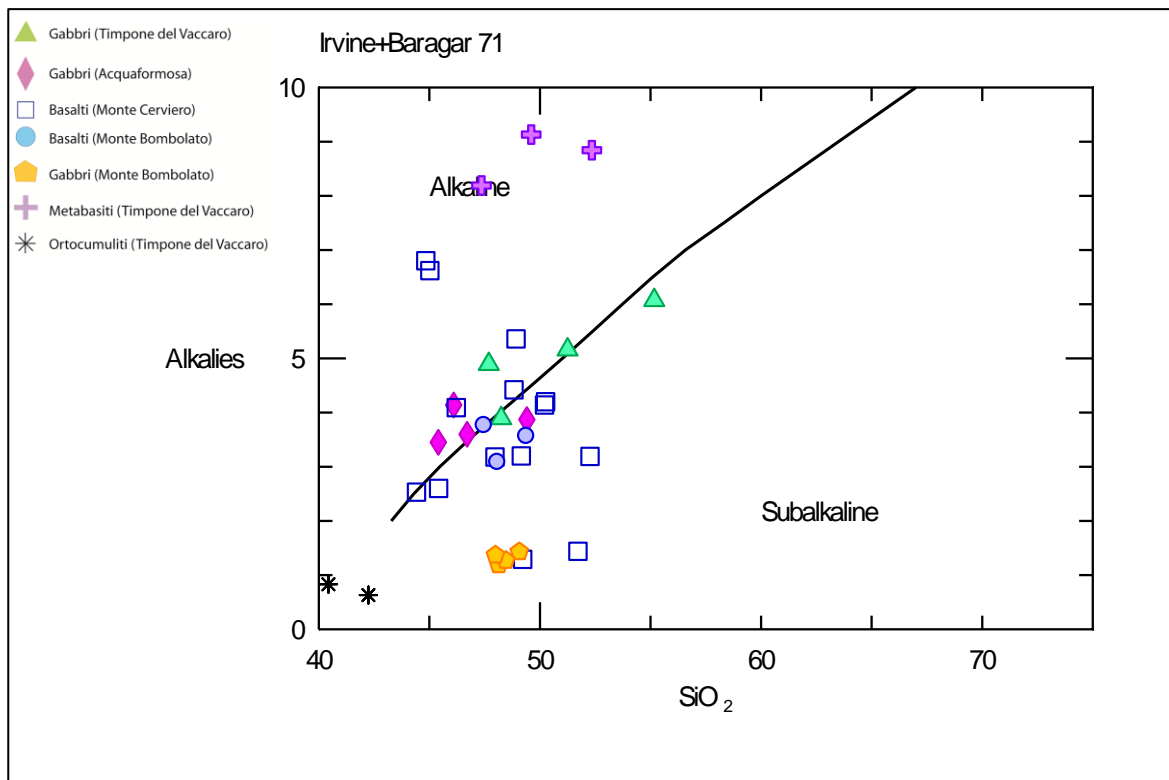


Fig. 6.42: Diagramma classificativo Alkalies vs SiO₂ (Irvine & Baragar, 71)

I tre campioni di metabasiti di Cozzo del Lepre mostrano un elevato contenuto in K₂O compreso tra 7,81 e 8,8%. Inoltre questi tre campioni presentano le seguenti caratteristiche:

- ◆ SiO₂ 52,35-47,36%
- ◆ K₂O/Na₂O > 2%
- ◆ K₂O > 3%
- ◆ SiO₂/K₂O < 15%
- ◆ FeO-CaO < 10%
- ◆ K/Na > 3%
- ◆ K/Al > 0,8%
- ◆ (K-Na)/Al > 1%

Questi caratteri geochimici permettono di classificare queste rocce come ultrapotassiche di composizione lamproitica. Infatti se si proiettano nel

diagramma triangolare (fig. 6.43) che mostra le composizioni di kimberliti, lamproiti e lamprofiri, ricadono nel campo delle lamproiti.

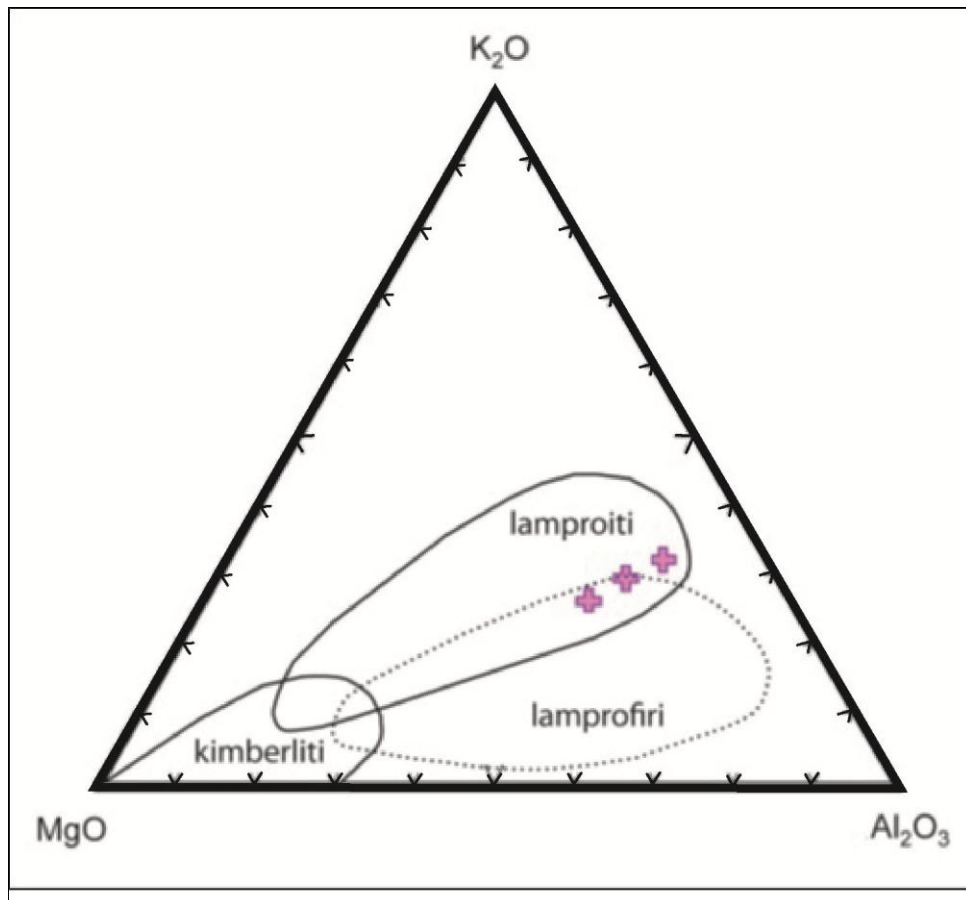


Fig. 6.43: Diagramma triangolare che mostra le composizioni di kimberliti, lamproiti e lamprofiri in termini di wt % (after Bergman, 1987, mod.)

Nel diagramma Nb/Y vs. Ti/Y di fig. 6.44 i campioni mostrano un carattere alcalino-transizion e confermando quanto osservato nei diagrammi precedenti basati sulle concentrazioni degli elementi maggiori.

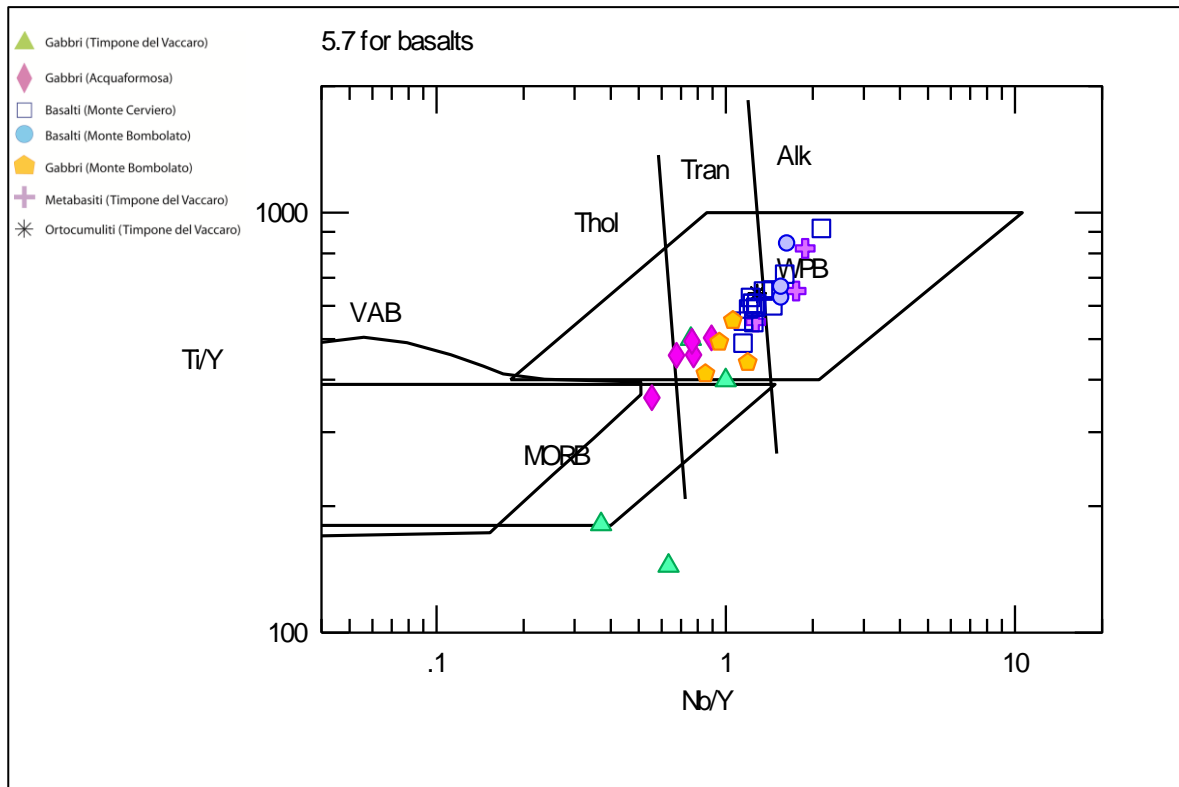


Fig. 6.44: Diagramma discriminante Pearce, 1982

Nel diagramma Y/Nb vs. TiO₂ (fig. 6.45) i campioni continuano a mostrare il carattere alcalino-transizionale. Si osserva che i due campioni di ortocumuliti mostrano una certa dispersione rispetto agli altri campioni. Questo potrebbe essere dovuto al fatto che questa tipologia di diagramma è stata elaborata per composizioni basaltiche e non per rocce di composizione ultrafemica.

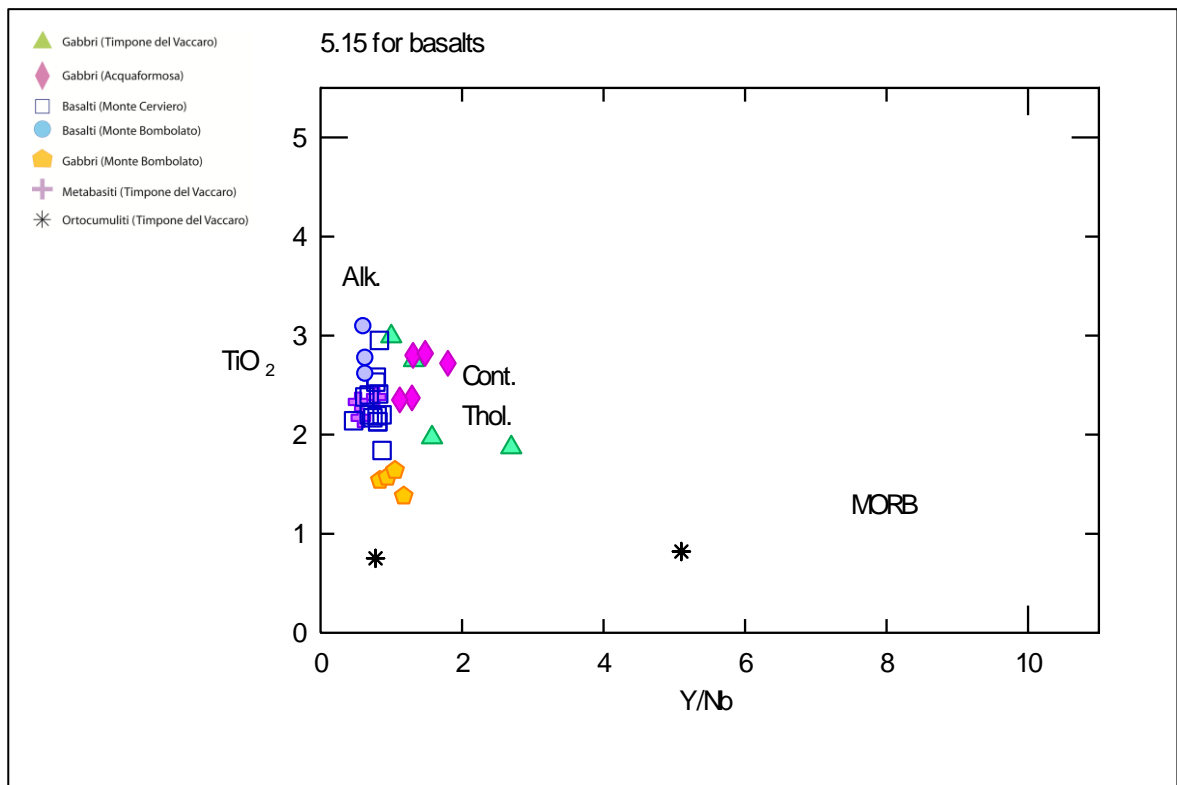


Fig. 6.45: Diagramma discriminante Floyd & Winchester, 1973

Le abbondanze degli elementi incompatibili normalizzate ai MORB (Pearce, 1983) mostrano dei *pattern* comparabili con relativo arricchimento in LILE rispetto agli HFSE (da fig 6.46 a 6.49).

Nel diagramma in fig. 6.46, in cui sono riportati i campioni di basalto e gabbri di Monte Cerviero e Monte Bombolato, si osservano *trends* confrontabili con arricchimenti in LILE rispetto agli HFSE. Le variazioni nei livelli di abbondanza in K, Rb e Ba sono dovute ad effetti di spilitizzazione.

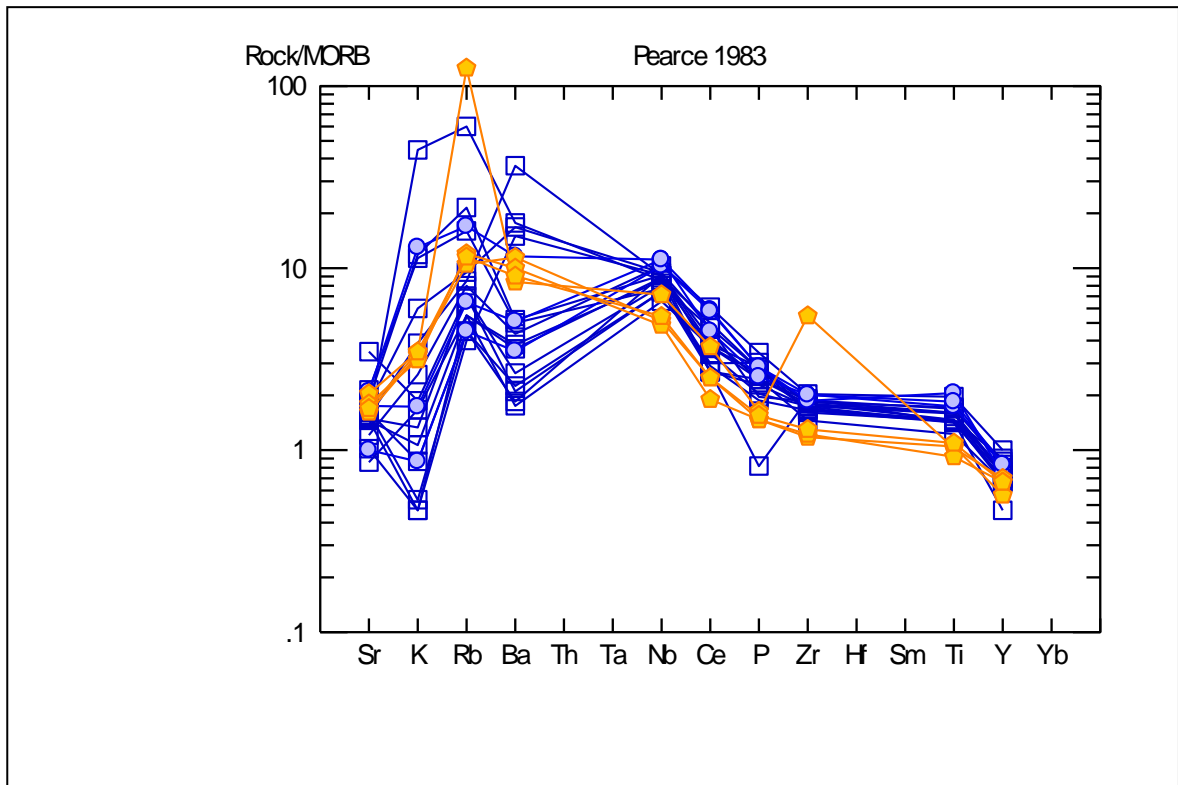


Fig. 6.46: Diagramma spider (Pearce, 1983)

Nel diagramma di fig. 6.47 sono riportati i livelli di abbondanza degli elementi incompatibili normalizzati ai MORB per i campioni di gabbri e ortocumuliti di Timpone del Vaccaro. Si osserva che le ortocumuliti seguono lo stesso *trend* dei gabbri in accordo con una genesi comune per questi due tipi litologici.

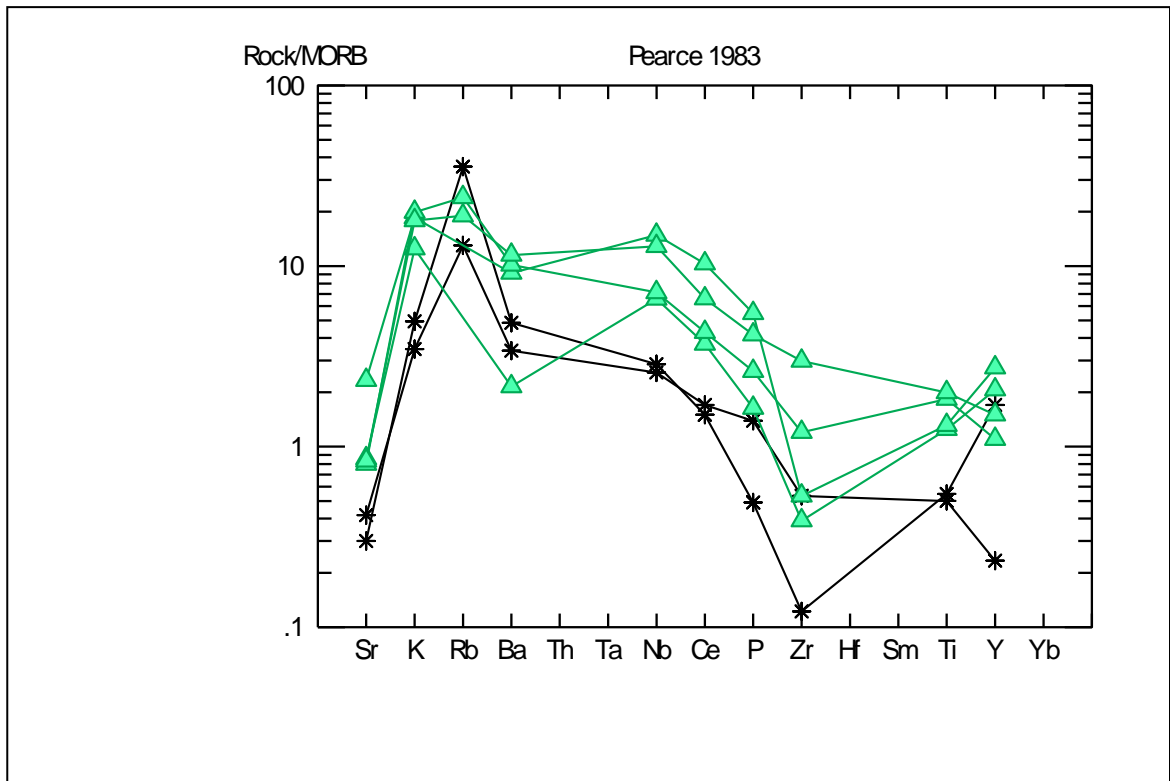


Fig. 6.47: Diagramma spider (Pearce, 1983)

Il diagramma spider normalizzato ai MORB dei campioni di metabasiti di Cozzo del Lepre (fig. 6.48), mette in evidenza un relativo arricchimento in LILE rispetto agli HFSE.

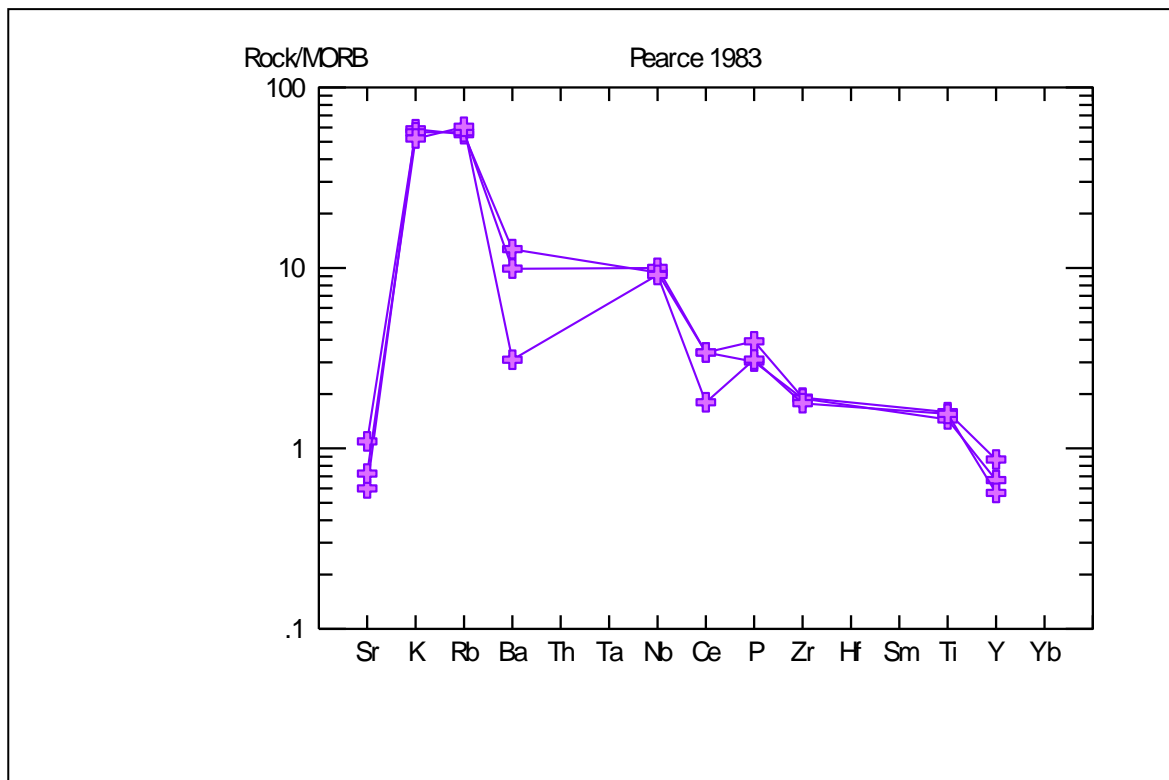


Fig. 6.48: Diagramma spider (Pearce, 1983)

Nel diagramma spider dei campioni di Acquaformosa (fig. 6.49) si osservano degli arricchimenti relativi rispetto alle composizioni MORB nei seguenti elementi: Sr, Rb, Nb, Ce, Zr, Ti e Yb, mentre K, Ba e Y presentano degli impoverimenti. Da notare che solo un campione, il 9B, mostra un certo arricchimento in K. Considerato l'arricchimento in Rb, evidente in tutti i campioni analizzati, è verosimile ipotizzare una mobilitazione del K durante i processi post-magmatici ad eccezione del campione 9B.

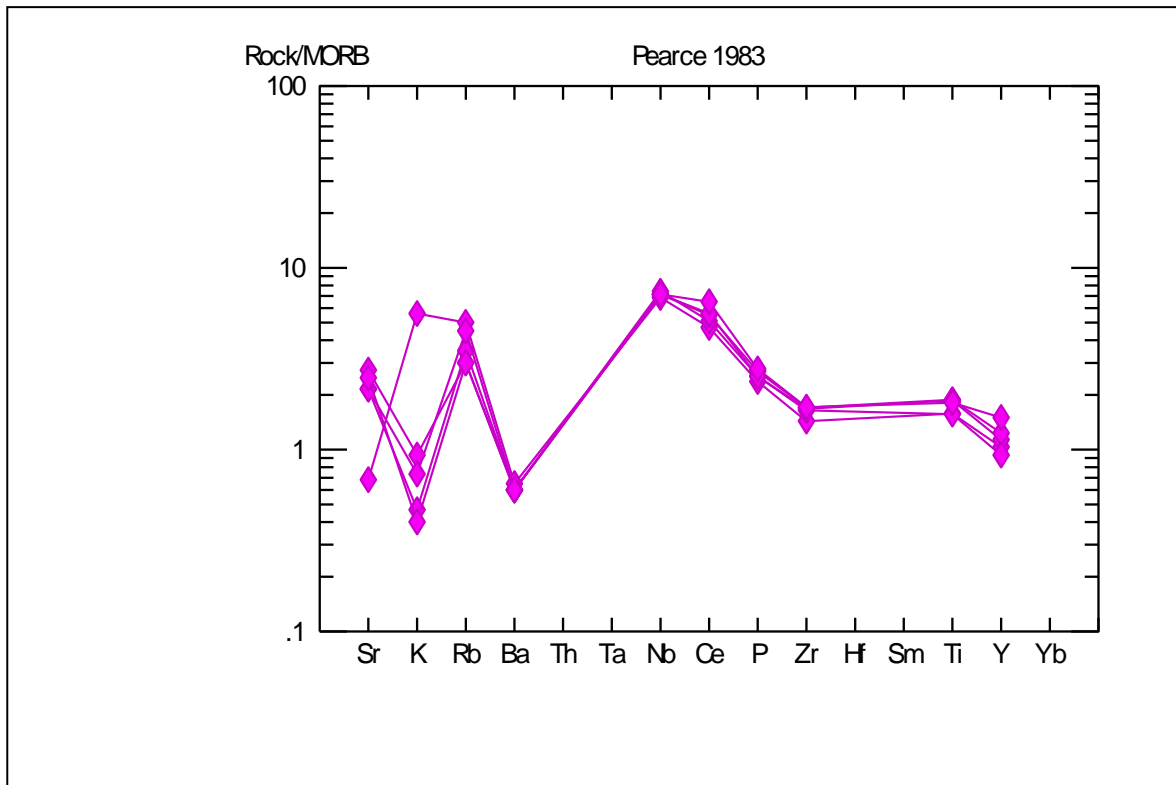


Fig. 6.49: Diagramma spider (Pearce, 1983)

Nel diagramma discriminante Zr vs. Zr/Y (fig. 6.50) si osserva che la grande maggioranza dei campioni analizzati ricadono nel campo dei Within Plate Basalts.

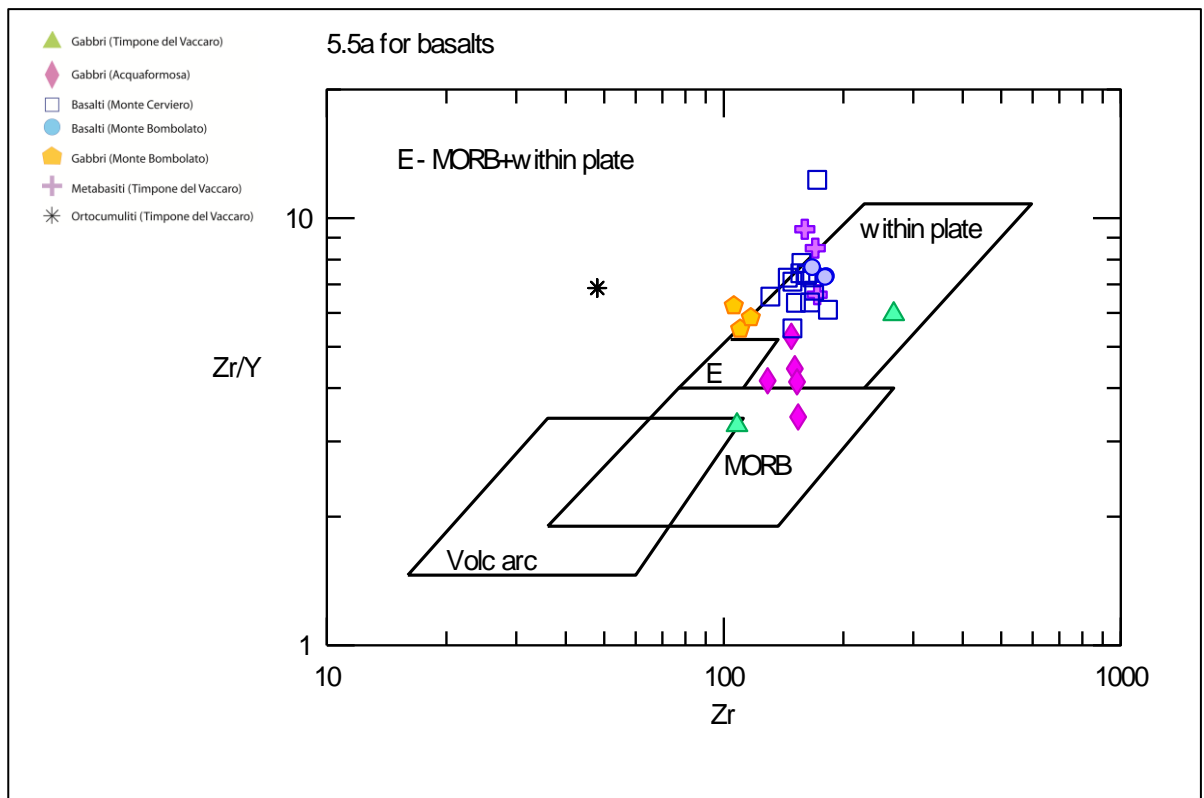


Fig. 6.50: Diagramma discriminante Pearce & Norry, 1979

Il carattere dei Within Plate viene ulteriormente confermato nel diagramma discriminante Ti/Y vs Zr/Y riportato in fig. 6.51, ad eccezione di quattro campioni che mostrano bassi valori del rapporto Ti/Y e Zr/Y .

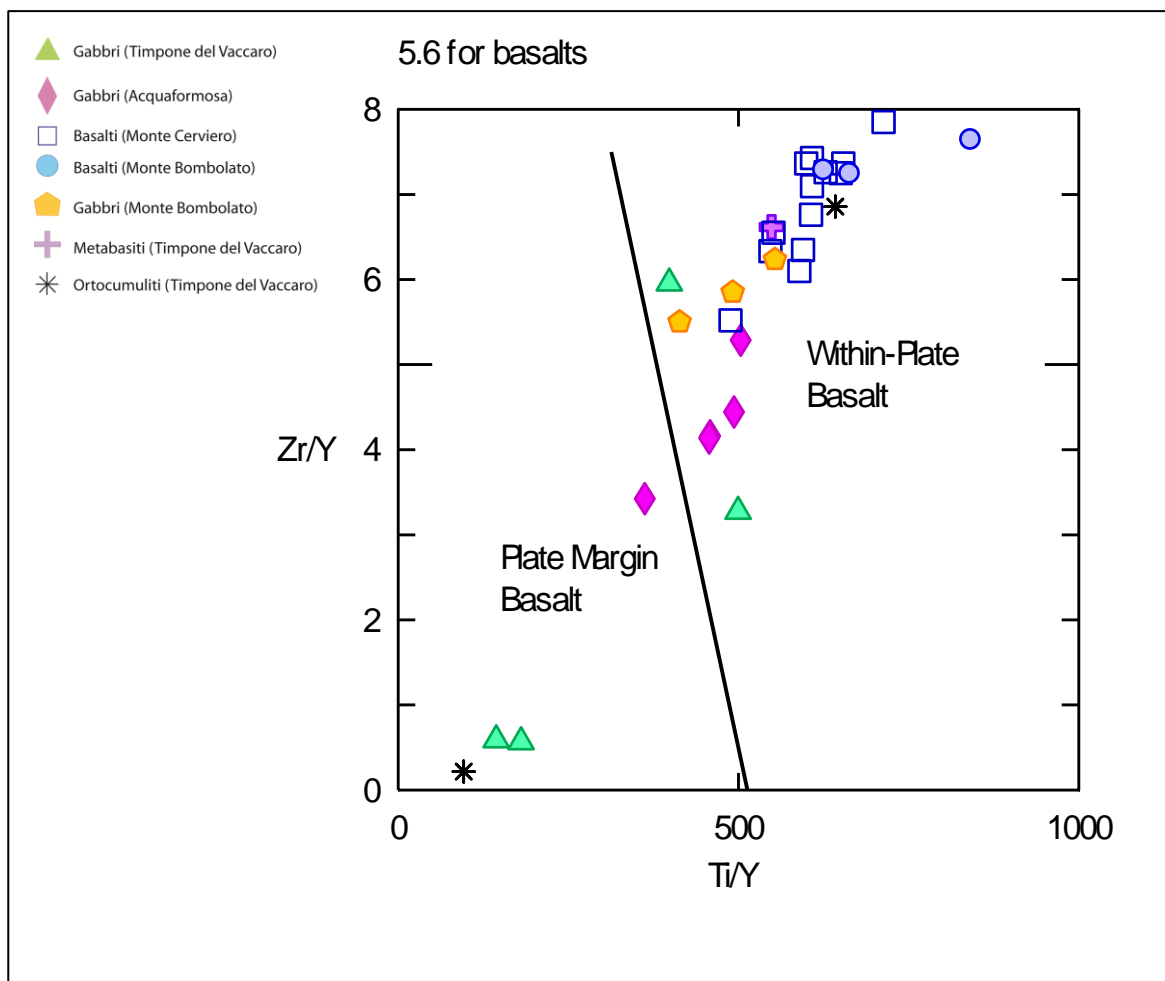


Fig. 6.51: Diagramma discriminante Pearce & Gale, 1977

Nel diagramma Ti vs V (fig. 6.52) si osserva che i campioni mostrano un carattere alcalino-transizionale.

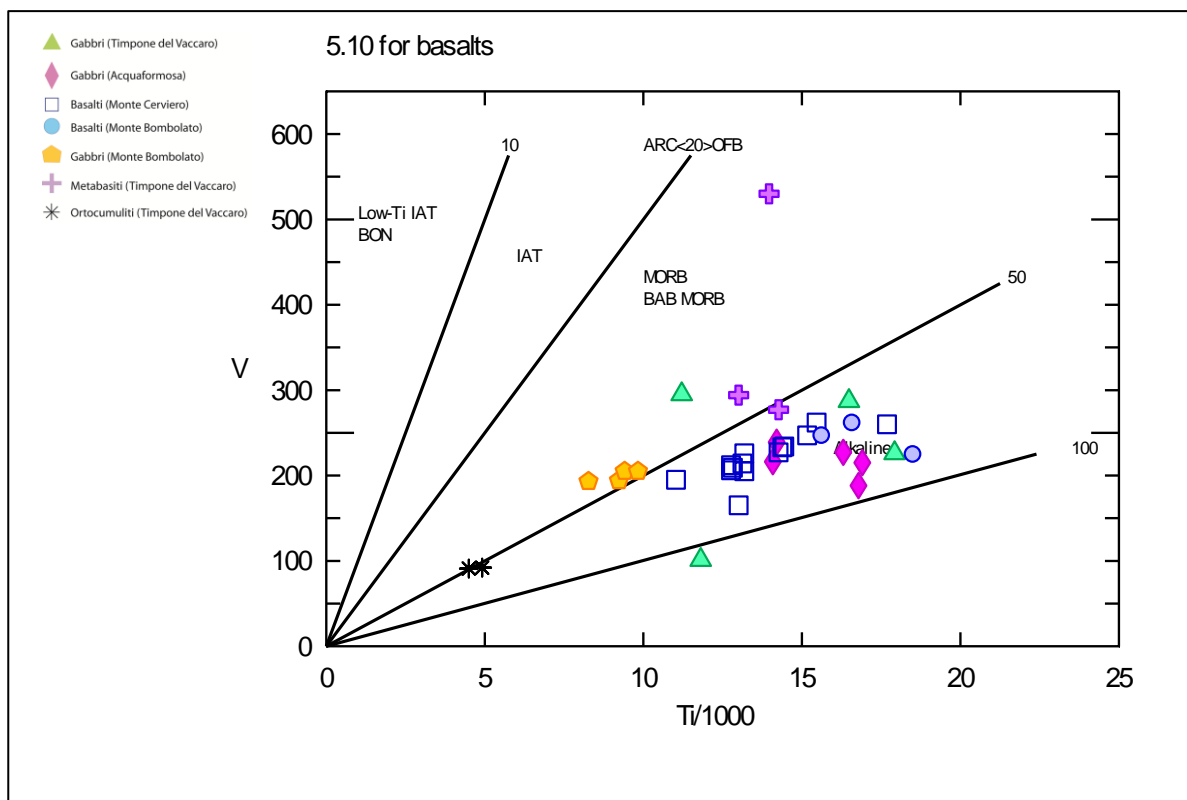


Fig. 6.52. Diagramma discriminante discriminante $Ti/1000$ vs V (Schervais, 1982)

L'elaborazione e l'interpretazione dei dati geochimici dei prodotti basici della Calabria settentrionale ha evidenziato che l'intera *suite* mostra un'affinità alcalino-transizionale. I campioni di metabasiti di Cozzo del Lepre presentano alti contenuti in K, e quindi queste rocce sono state classificate come HKS. Nell'insieme i diagrammi *spider* testimoniano che la sorgente dei magmi basici doveva essere fortemente metasomatizzata. Tuttavia, l'assenza di anomalie nei livelli di abbondanza in Nb e P porta ad ipotizzare che il metasomatismo non è da relazionare a processi di subduzione. I diagrammi discriminanti evidenziano una genesi in un ambiente paleotettonico di intraplacca in un generale contesto estensionale.

7 – DISCUSSIONI

Lo studio delle rocce basiche intruse nelle successioni mesozoiche della Cordigliera Betica e della Calabria settentrionale è stato condotto definendo le condizioni di affioramento sul terreno ed i rapporti con le litologie incassanti. La successiva analisi petrografica ha portato alla classificazione dei differenti tipi litologici e la petrologia di fase ha permesso di mettere in evidenza le sovraimpronte metamorfiche. Attraverso l'elaborazione dei dati geochimici è stata definita la natura delle litologie ed è stato possibile ipotizzare gli scenari paleotettonici in cui i fusi si sono generati e messi in posto.

Per quanto riguarda il Complesso Alpujarride, il rilevamento geologico ha messo in evidenza che sul terreno è possibile distinguere due settori sulla base delle geometrie dei corpi intrusivi. Infatti nel settore orientale, che comprende gli affioramenti di Isla de Nueva Tabarca, Orihuela, Sierra de Carrascoy, Sierra de Enmedio e Sierra de Almagro, si osservano corpi tabulari tipo laccoliti con volumi fino a qualche Km³, mentre nel settore occidentale, che include gli affioramenti di Barranco de Cacin, Rambla de Huarea e Sierra de Lújar le rocce basiche si osservano in dicchi di dimensioni metriche. In entrambi i settori le rocce basiche intrudono all'interno di Formazioni datate al Triassico (Norico-Retico).

In Calabria settentrionale, le rocce basiche sono state campionate a Monte Cerviero e Monte Bombolato (Formazione della Breccia a Selce), a Verbicaro (Formazione di Serra del Bonangelo) e ad Acquafamosa (Unità di San Donato in Amodio-Morelli *et al.*, 1976). Nell'area calabra le rocce basiche intrudono in Formazioni di differenti età. Infatti la Formazione della Breccia a Selce è datata Maastrichtiano-Paleocene, mentre la Formazione di Serra del Bonangelo ha un'età Lias-Dogger. Le rocce basiche di Acquafamosa intrudono in filladi anisiche. Nelle aree di Monte Cerviero e Monte Bombolato i corpi basici costituiscono effusioni sottomarine con formazione di *pillow lavas* e minori

volumi gabbroidi, mentre a Verbicaro, in zona Timpone del Vaccaro, si osservano piccoli corpi tabulari decametrici, a Cozzo del Lepre l'intrusione è costituita da un dicco metrico isolato. L'intrusione di Acquaformosa è costituita da un piccolo corpo tabulare di dimensioni decametriche.

Sulla base delle analisi petrografiche nel Complesso Alpujárride sono stati riconosciuti i seguenti litotipi:

- ◆ gabbri a struttura ofitica nel settore orientale, con associazione mineralogica data da plagioclasti, clinopirosseno, anfibolo, actinolite, epidoto, clorite, opachi, quarzo;
- ◆ basalti e gabbri nel settore occidentale. I gabbri mostrano la stessa associazione di minerali dei gabbri del settore orientale. I basalti sono caratterizzati da un'associazione mineralogica costituita da plagioclastio, anfibolo, epidoto, clorite, quarzo e opachi.

In Calabria settentrionale, dalle evidenze petrografiche, le litologie studiate sono:

- ◆ basalti e gabbri a Monte Cerviero e Monte Bombolato. I basalti affioranti a Monte Cerviero sono stati suddivisi in due sottogruppi: basalti a *pillow* e basalti massivi. La caratteristica principale di queste rocce è la grana fine e l'associazione mineralogica è data da: plagioclastio, clinopirosseno e minerali opachi. I basalti di Monte Bombolato presentano una struttura da porfirica a porfirico-seriata talora glomeroporfirica. L'associazione mineralogica è data da: clinopirosseni e rari minerali opachi. I gabbri di Monte Bombolato mostrano una struttura da ofitica a sub-ofitica e l'associazione mineralogica è data da: plagioclastio, clinopirosseno, biotite e opachi;
- ◆ gabbri e ortocumuliti a Timpone del Vaccaro (Verbicaro) e metabasiti a Cozzo del Lepre (Verbicaro). I gabbri mostrano un'associazione mineralogica è data da: plagioclastio, clinopirosseno, clorite, quarzo e opaco e sono interessati da avanzata retrocessione; le ortocumuliti mostrano una grana medio-fine e tessitura massiva e l'associazione

mineralogica è data da: olivina, clinopirosseno, flogopite, anfibolo, biotite, serpentino e opachi. La fase di cumulo è rappresentata dall'olivina, la fase di intercumulo dal pirosseno; le metabasiti di Cozzo del Lepre mostrano una grana fine e la completa ricristallizzazione ha completamente obliterato l'originaria struttura magmatica. La struttura varia da granoxenoblastica a diablastica. L'associazione mineralogica è data da: anfibolo sodico, stilpnomelano, clorite, pumpellyite, calcite e opachi. La fase modalmente più abbondante è l'anfibolo sodico, infatti queste rocce sono le uniche ad essere interessate da HP;

- ◆ gabbri ad Acquaformosa, mostrano una struttura da ofitica a sub-ofitica e l'associazione mineralogica è data da plagioclasio, clinopirosseno, orneblenda, actinolite, epidoto, clorite, quarzo e opachi.

Le fasi analizzate con le analisi petrologiche hanno evidenziato che nel Complesso Alpujárride i pirosseni hanno composizioni augitiche nei campioni del settore orientale, mentre i pirosseni dei campioni del settore occidentale sono diopsidi. Le analisi sugli anfiboli del settore orientale mostrano che si tratta di actinolite, per cui i campioni sono stati interessati da una sovraimpronta in *facies* di scisti verdi.

Nella Calabria settentrionale, le analisi sul campione di ortocumulite ha evidenziato che i pirosseni hanno composizione diopsidica, mentre le analisi sugli anfiboli sul campione 9B, proveniente dall'affioramento di Acquaformosa, ha messo in evidenza che sono presenti due generazioni di anfiboli: si tratta di orneblenda hastingsitico-magnesiaca e di actinolite. Ciò suggerisce che anche i campioni di Acquaformosa sono stati caratterizzati da una sovraimpronta in *facies* di scisti verdi.

Le analisi geochimiche del Complesso Alpujárride mostrano che i campioni hanno un carattere subalcalino-transizionale. In particolare, nel settore orientale si ha la presenza di campioni più evoluti, con tenori di SiO₂ compresi tra il 49 e il 56%, mentre i campioni del settore occidentale sono meno evoluti ed hanno

valori di SiO₂ compresi tra il 46 e il 50% (diagramma classificativo TAS, Le Bas *et al.*, 1986). Per cui i campioni del settore orientale hanno affinità MORB, mentre i campioni del settore occidentale hanno caratteri alcalino-transizionali.

Nella Calabria settentrionale, i dati geochimici mostrano una forte dispersione a causa della differente natura dei litotipi affioranti. Comunque tutti evidenziano caratteri alcalino-transizionali e con valori di SiO₂ compresi fra il 39 e il 56%. I diagrammi discriminanti mostrano che i campioni plottano nel campo dei Within Plate Basalt. Dalle analisi geochimiche si è osservato che i tre campioni del dicco di Cozzo del Lepre, hanno dei tenori in K₂O compresi tra 7,81 e 8,8% e mostrano quindi un'affinità alcalino-potassica. Le caratteristiche geochimiche riscontrate, permettono di classificare queste rocce come ultrapotassiche di composizione lamproitica.

8 – CONCLUSIONI

Le evidenze di terreno e i dati petrologici e geochimici sono compatibili con una genesi in un ambiente di *rift* continentale .

Per il Complesso Alpujárride è possibile ipotizzare la presenza di un *plume* che ha portato al riscaldamento e al parziale metasomatismo del mantello litosferico mostrando una situazione paragonabile al *rift* atlantico. Questa situazione è analoga a quanto si osserva per i prodotti alcalini di Tristan de Cunha ed effusioni nel bacino del Paraná (Wilson, 1989 e ref. citate). In fig. 8.1 è riportato un possibile scenario paleotettonico di sintesi per spiegare la genesi dei prodotti alcalino-transizionali tipo basalti di intraplacca e dei prodotti MORB sul margine continentale assottigliato.

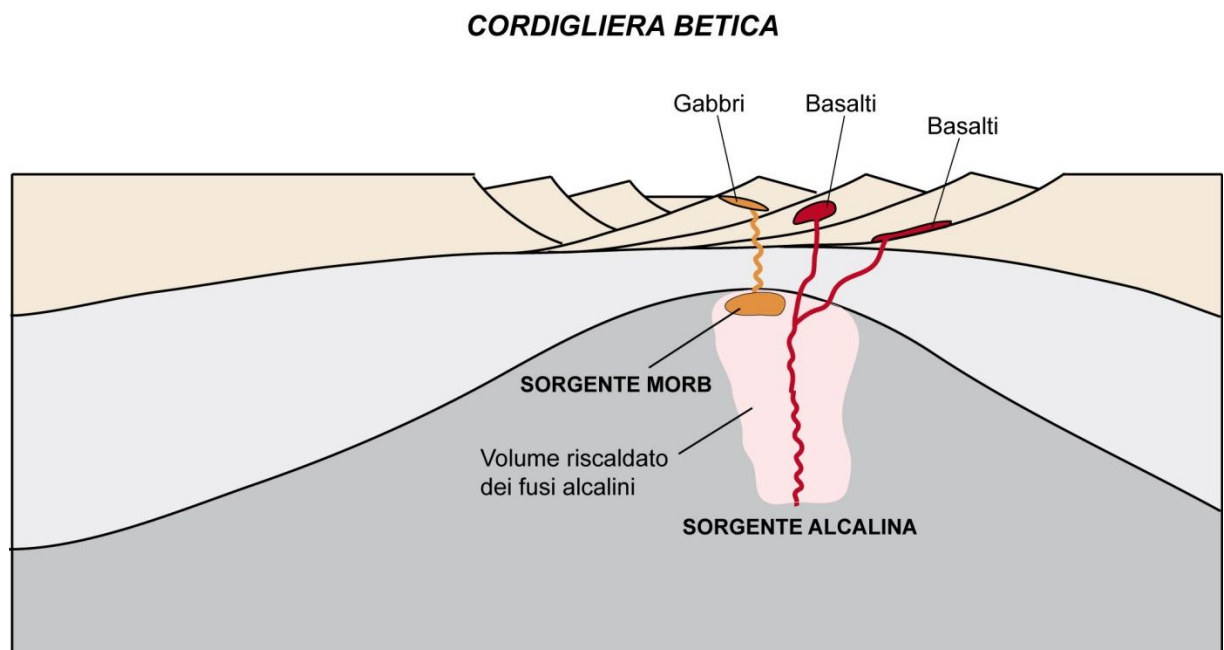


Fig. 8.1: Ricostruzione paleotettonica (Complesso Alpujárride)

In Calabria settentrionale sono stati osservati solo i prodotti alcalini con minori volumi di lamproiti.

Nell'insieme, anche in questo caso, è possibile ipotizzare un *intracontinental rift*. Prodotti lamproitici sono stati descritti nella zona occidentale del *Eastern African Rift* (Uganda).

Lo scenario paleotettonico riportato in fig. 8.2 rappresenta un possibile modello per la genesi e messa in posto dei prodotti alcalini e delle rocce HKS intruse nelle successioni mesozoiche dell'Unità di Lungro-Verbicaro.

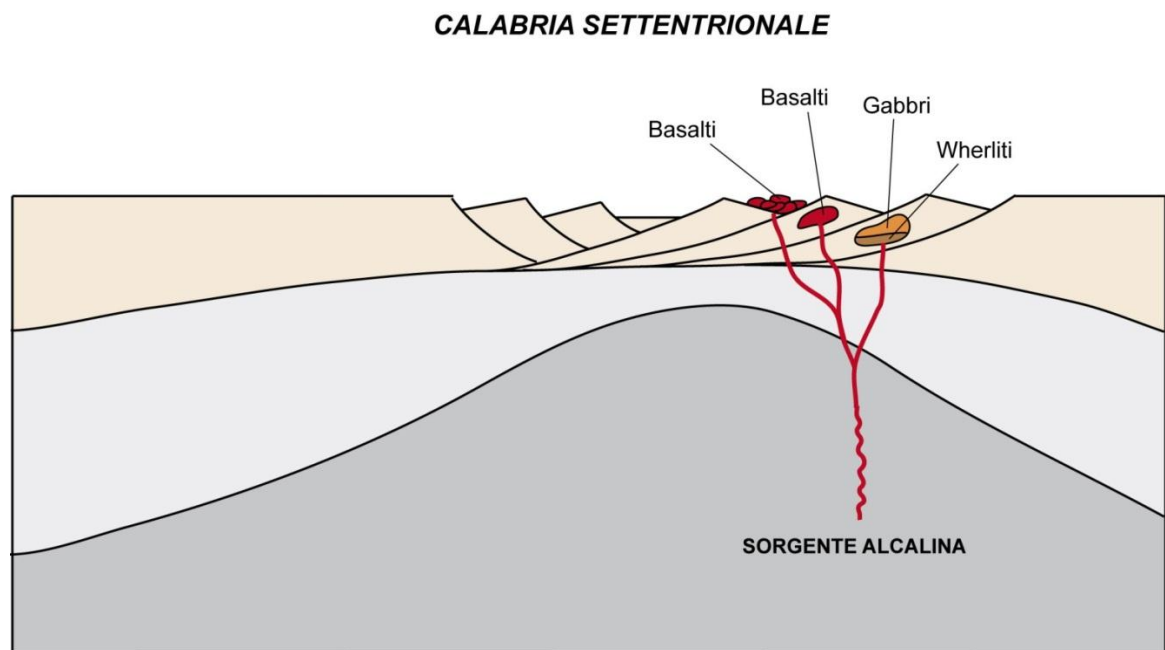


Fig. 8.2: Ricostruzione paleotettonica (Calabria settentrionale)

Rimane aperto il problema delle età delle intrusioni osservate nelle successioni mesozoiche delle unità interne delle catene mediterranee (Complesso Alpujarride in Cordigliera Betica e Unità di Lungro-Verbicaro in Calabria settentrionale).

Contributi fondamentali alla risoluzione di questo problema possono venire da una più dettagliata analisi stratigrafica delle successioni terrigeno-carbonatiche.

Bibliografía

ALDAYA F. (1969a) - *Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 527 págs.

ALDAYA F., GARCÍA-DUEÑAS V. & NAVARRO VILÁ F. (1979) - *Los mantos alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides*. Acta Geol. Hisp., **14**, 154-166.

ALDAYA F. (1981) - *Hoja y memoria de Albuñol (n°1056)*. Mapa geológico de España, 1: 50.000. I.G.M.E., Madrid.

ALDAYA F.; BAENA J. & EWERT K. (1983) - *Hoja y memoria de Adra (n° 1057)*. Mapa geológico de España, 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

ALONSO-CHAVES F.M. (1995) - *Evolución tectónica de Sierra Tejeda y su relación con los procesos de engrosamiento y adelgazamiento corticales en Las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 265 p.

AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.

ARANA R & MARTÍN J.M. (1975) - *Estudio geológico de las mineralizaciones de fluorita de la Unidad de las Víboras (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas)*. Cuad. Geol. Univ. Granada, **6**, 75-88.

ARANA R., JAÉN M. & ORTIZ R. (1983) - *Mineralogía de un afloramiento de metabasitas en la fierra del Puerto (Murcia). Características generales y estudio microscópico*. Anales de la Universidad de Murcia. Ciencias, Vol. 39-40, n°1-4.

AZAÑON J.M. (1992) - *Nota preliminar sobre la presencia de sudoita en las metapelitas de la unidad del Trevenque, Alpujarrides centrale*. Geogaceta, **12**, 68-70.

AZAÑON J.M. (1994) - *Metamorfismo de alta presión/baja temperatura, baja presión/alta temperatura y tectónica del Complejo Alpujárride (Cordilleras Bético-Rifeñas)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 331p.

AZAÑON J.M. & ALONSO-CHAVES F.M. (1996) - *Alpine tectono-metamorphic evolution of the Tejada Unit, an extensionally dismembered Alpujarride nappe (western Betics)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **322**: 47-54.

AZAÑON J.M, BALANYÁ J-C. & GARCÍA-DUEÑAS V. (1995) - *Registro metamórfico de alta presión-baja temperatura en la unidad de Jubrique e imbricaciones de Benarrabá (Cordillera Bético-Rifeña)*. Geogaceta, **17**: 133-134.

AZAÑON J.M., CRESPO-BLANC A., GARCÍA-DUEÑAS V. & SÁNCHEZ-GOMEZ M. (1996a) - *Evolucion tectono-metamórfica de la unidad extensional de Adra (Complejo Alpujárride Béticas centrales): resultados preliminares*. Geogaceta, **20**: 813-816.

AZAÑON J.M., CRESPO-BLANC A., GARCÍA-DUEÑAS V. & SÁNCHEZ-GOMEZ M. (1996b) - *Folding of metamorphic isogrades in the Adra extensional unit (Alpujarride Complex, Central Betics)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **323**: 949-956.

AZAÑON J.M., CRESPO-BLANC A. & GARCÍA-DUEÑAS V. (1997) - *Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics)*. Journ. Struct. Geol. **19**: 1055-1071.

AZAÑON J.M., GALINDO-ZALDÍVAR J., GARCÍA-DUEÑAS V. & JABALOY A. (2002) - *Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands*. En: *The Geology of Spain* (W. GIBBONS Y T.MORENO, Eds.), Geol Soc. (London), 401-416.

AZAÑON J.M., GARCÍA-DUEÑAS V. & GOFFÉ B. (1992) - *High pressure mineral assemblages in the Trevenque Unit (central Alpujarride, Andalucía)*. Geogaceta, **11**:81-84.

AZAÑON J.M., GARCÍA-DUEÑAS V. & GOFFÉ B. (1998) - *Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras)*. Tectonophysics, **285**: 231-252.

AZAÑON J.M. & GOFFÉ B. (1997) - *Ferro- and magnesiocorphyolite assemblages as record of high-P, low-T metamorphism in the central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain)*. Eur. Jour Miner., **9**: 1035-1051.

BARCA D., CIRINCIONE R., DE VUONO E., FIANNACCA P., IETTO F. & LO GIUDICE A. (2010) - *Triassic rift system in the Northern Calabrian-Peloritani Orogen: evidence from basaltic dyke magmatism in the San Donato Unit*. Periodico di Mineralogia, **79**, 2, 61-72.

BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI E. & SCANDONE P. (1991) - *Structural model of Italy and gravity map. Sheet 4. 1: 500.000*. Progetto Finalizzato Geodinamica C.N.R., Quaderni di Ricerca Scientifica, **114** (3). Roma.

BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco calabro-peloritano, Carta Geologica 1:500.000*. Mem. Soc. Geol. It. **17**.

BONARDI G., CELLO G., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the Northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palinspastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 259-274.

BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICCONET P. & PERRONE V. (1988) - *Il complesso Liguride auct.: Stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Memorie della Societa` Geologica Italiana, **41**, 17-36.

BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1992) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc.Geol.It., **41**, 17-35.

BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria–Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (eds) *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer, Dordrecht, 287–306.

BOUILLIN J.P. (1970) - *Les Zones Internes des Cordillères Bétiques de Malaga à Motril (Espagne Méridionale)*. Tesis Doctoral, Univ. Paris.

BOUILLIN J.P., DURAND-DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic- rifican and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: WEZEL F.C. (Ed.), “The origin of Arcs”, Elsevier, 281-304.

BOUSQUET J.C. & GRANDJACQUET C. (1969) - *Structure de L’Apennin Calabro-Lucanien (Italie Meridionale)*. Comptes Rendus Academie Science, **264**, 204-207.

BOUSQUET J.C. (1971) - *La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitiques du Nord Est de l’Apennin Calabro-lucanien (Italie Méridionale)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **268**, série D, 13-16.

BURTON A.N. (Compiler) (1971) - *Carta Geologica della Calabria, scale 1:25 000, sheets 228–229*. Cassa per il Mezzogiorno, Rome.

CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1971) - Geological Map of Calabria 1:25.000.

CELLO G., INVERNIZZI C. & MAZZOLI S. (1996) - *Structural signature of tectonic processes in the Calabrian Arc (southern Italy): evidence from the oceanic derived Diamante–Terranova Unit*. Tectonics, **15**, 187–200.

CORRADO S., ALDEGA L., DI LEO P., GIAMPAOLO C., INVERNIZZI C., MAZZOLI S. & ZATTIN M. (2005) - Thermal maturity of the axial zone of the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy) from multiple organic and inorganic indicators. Terra Nova, **17**, 56–65.

CRITELLI S. (1999) - *The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy*. Rend. Accad. Naz. Lincei, **10**, 257-326.

CRITELLI S. & LE PERA E. (1998) - *Post-Oligocene sediment-dispersal systems and unroofing history of the Calabrian microplate, Italy*. In: A. BASU, R. VALLONI (eds.), *Quantitative Provenance Studies in Italy*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia.

CUEVAS J. (1988) - *Microtectonica y metamorfismo de los mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas entre Motril y Adra I*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 225p.

CUEVAS J. (1989a) - *Microtectonica y metamorfismo de los mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas entre Motril y Adra II*.—Las zonas miloníticas. Bol. Geol. Min., **100**: 719-766.

DAMIANI A.V. (1970) - *Osservazioni geologiche in alcune tavolette del F.220 nella Calabria nord occidentale. Parte I - stratigrafia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **89**, 65-80.

DE BOER A., EGELER C.G., KAMPSCHUUR W., MONTENAT CH, RONDEEL H. E., SIMON O. J., VAN WINKOOP A.A. (1974) - *Hoja geológica num. 913 (Orihuela)*. Mapa Geológico de España E 1:50. 000. Segunda serie, I.G.M.E., Madrid.

DE JONG K. (1991) - *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area*. Tesis Univ. Amsterdam, 204 p.

DE VRIES W.C.P. & ZWAAN K.B. (1967) - *Alpujarride succession in the central Sierra de las Estancias, province of Almeria, SE Spain*. Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., **70**:443-453.

DELGADO F., ESTÉVEZ A., MARTÍN J.M. & MARTÍN-ALGARRA A. (1981) - *Observaciones sobre la estratigrafía de la formation carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordillera Bética)*. Estudios Geológicos, **37**, 45-47.

D'ERRICO M. (2004) - *L'evoluzione tettono-stratigrafica dell'Unità di verbicaro Autc. Tra il Giurassico ed il Miocene e sue relazioni con le unità interne Appenniniche*. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Napoli Federico II, pp.182.

D'ERRICO M. & DI STASO A. (2010) - *Stratigraphic revision of the Cenozoic deposits of the Lungro-Verbicaro Unit (Northern Calabria): new data for the reconstruction of tectonic evolution of the southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. Ital., **129**, 450-456.

DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) - *The position of the Basic and Ultrabasic Rocks in the Tectonic Units of the Southern Apennines*. Atti Accad. Pontaniana, Napoli, **21**, 61-75.

DIETRICH, D. (1988) - *Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (southern Italy)*. J. Struct. Geol., **10**, 373-381.

EGELER C.G. & SIMON O.J. (1969) - *Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería et Vélez Rubio*. Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Nat., **2**, 15-3, 90p.

ESTÉVEZ A., RENARD P. & YÉBENES A., (2004) - *Cabo de Santa Pola e Isla de Tabarca*. Geología de Alicante, 161-177.

EWERT T. K. (1976) - *Estratigrafía, litología y mineralizaciones del Manto de Lujár (Zona Bética)*. Studia Geol. Salamant., **11**:109-120.

FALLOT P. (1948) - *Les Cordillères Bétiques*. Estudios Geol., **8**: 83-172.

FONTBOTÉ J.M. (1981) - *Stratabound Zn-Pb-F-Ba-deposits carbonates: New Aspects of palaeogeographic location, facies factor and diagenetic evolution. (With comparison of occurrence from the Triassic of Southern Spain, The Triassic-Liassic of Central peru and other localities)*. Tesis doctoral, Univ. Heidelberg, 192p.

FONTBOTÉ J.M. (1986) - *La Cordillera Bética: Zonas Internas y unidades adyacentes*. En: Geología de España, Libro jubilar J.M Ríos (J.A. Comba, Coord.), IGME, Madrid, **2**: 251-343.

FONTBOTÉ L. & AMSTUTZ G.C. (1980) - *New observations on diagenetic crystalization rhythmites in the carbonate facies of the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Southern Spain)*. Comparison with other diagenetic rhythmites. Rev. Inst. Invest. Geol. Dip. Prov. Barcelona, **34**:293-310.

FONTBOTÉ L. & AMSTUTZ G.C. (1983) - *Facies and sequence analysis of diagenetic crystallization rhythmites in strata bound Pb-Zn-(Ba-F) deposits in the Triassic of Central and Southern Europe*. En: *Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe* (H.J. Sheneider, Ed.), Springer, Berlin, 347-358.

FONTBOTÉ J.M., FONTBOTÉ L. & AMSTUTZ G.C. (1983) - *Observations on the setting of the stratabound F-(Pb-Zn) deposits in the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Southern Spain)*. En: *Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe* (H.j. Scheneider, Ed.), Springer, Berlin, 249-258.

FONTBOTÉ L. & GORZAWSKI H. (1988) - *Isotope (Sr, C, O and S) tracing of diagenetic ore formation in carbonate-hosted ore deposits illustrated on the F-(Pb-Zn) deposits in the Alpujarrides, Spain, and the San Vicente Zn-Pb Mine, Peru*. En: *Mineral Deposits in thr European Community* (J. BOISSONAS P. OMENETTO, Eds), Springer, Heidelberg, 464-484.

GARCÍA CASCO A. (1993) - *Evolución metamórfica del complejo gneísico de Torrox y series adyacentes (Alpujarrides Centrales)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada.

GARCÍA CASCO A. & TORRES ROLDÁN R.L. (1996) - *Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil and metapelites from the Betic Belt (Southern Spain)*. *Journ. Petrol.*, **37**: 1207-1239.

GARCÍA CASCO A. & TORRES ROLDÁN R.L. (1999) - *Natural metastable reactions involving garnet, staurolite and cordierite. Implications for petrogenetic grids and the extensional collapse of the Betic Rif-Belt*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **136**: 131-153.

GARCÍA TORTOSA F.J., LÓPEZ-GARRIDO A.C. & SANZ DE GALDEANO C. (2002) - *Estratigrafía y estructura de la Unidad de Los Tres Pacos: la controversia sobre el Complejo "Almagride" en la Sierra de Almagro (Cordillera Bética, Almería, España)*. *Rev. Soc. Geol. España*, **15**, 1-12.

GRANDJACQUET C. & GRANDJACQUET M.J. (1962) - *Geologie de la zone Diamante-Verbicaro (Calabre)*. *Geologica Romana*, **I**, 297-312.

GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria–Lucania*. In: NAIRM A.E.M., KANES W.H. & STEHLI F.G.(eds): *The Ocean Basins and Margins*. Plenum, New York, **4**, 257–329.

GRAESSNER T. & SCHENK V. (2001) - *An exposed Hercynian deep continental crustal section in the Sila massif of northern Calabria: Mineral chemistry, petrology and a P–T path of granulite facies metapelitic migmatites and metabasites*. *Journal of Petrology*, **42**, 931–61.

GERVILLA F., TORRES-RUIZ J., MARTÍN J.M. & FENOLL HACH-ALÍ (1985) - *Los depositos de F-(Pb-zn) del coto minero de Turón (Granada)*. *Bol. Soc. Esp. Miner.* **8**: 219-228.

GOFFÉ B., AZAÑÓN J.M., BOUYBAOUENE M.L. & JULLIEN M. (1996) - *Metamorphic cookeite in Alpine metapelites from Rif, northern Morocco, and the betic Chain, Southern Spain*. *Eur Journ. Mineral.*, **8**:335-348.

GOFFÉ B., MICHARD A., GARCÍA DUEÑAS V., GONZÁLES LODEIRO F., MONIE P., CAMPOS J., GALINDO-ZALDÍVAR J., JABALOY A., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J.M. & SAMANCAS J.F. (1989) - *First evidence of high-pressure, low temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain)*. *Eur. Jour. Miner.*, **1**:139-142.

GUERRERA F., MARTÍN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. *Terra Nova*, **5**, 525-544.

HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectonogénétique de la liaison Alpes-Apennin (de la Ligurie à la Calabre)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, p. 309-341.

IANNACE A., BONI M. & ZAMPARELLI V. (1995) - *The Middle-Upper Triassic of the San Donato Unit Autc. (Northern Calabria): stratigraphy, paleogeography and tectonic implications*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **101**, 301-324.

IANNACE A., GARCÍA-TORTOSA F.J. & VITALE S. (2005b) - *The Triassic metasedimentary successions across the boundary between Southern Apennines and Calabria-Peloritani Arc (Northern Calabria, Italy)*. Geological Journal, **40**, (155-171).

IANNACE A., VITALE S., D'ERRICO M., MAZZOLI S., DI STASO A., MACAIONE E., MESSINA A., REDDY S.M., SOMMA R., ZAMPARELLI V., ZATTIN M. & BONARDI G. (2007) - *The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): A record of Apulian paleomargin evolution and Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP-LT rocks*. Journal of the Geological Society. London, **64**, 1165-1186.

IETTO A. & BARILARO A.M. (1993) - *L'Unità di San Donato quale margine deformato Cretacico-Paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino Meridionale-Arco Calabro)*. Boll. Soc. Geol. It. **112**, (477-496).

JACQUIN P.(1970) - *Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (Almeria, Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. Nantes , 501p.

JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., SORTI F., FUNICIELLO R., CADET J.P., D'AGOSTINO N. & PARRA T., (1998) - *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea*. Journal of Geophysical Research, **103**, 12123-12160.

JOLIVET L. & FACCENNA C. (2000) - *Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision*. Tectonics, **19**, 1095-1106.

JUNTA DE ANDALUCÍA (1985) - *Mapa geológico-minero de Andalucía. Consejería de Economía y Hacienda* . 2 mapas a escala 1:400000 y Memoria 150p.

KAMPSCHUUR W. (1972) - *Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain), with emphasis on alpine polyphase deformation*. Gua Papers of Geology, serie 1, n° **4**: 114 p.

KAMPSCHUUR W., LANGENBERG C. W., BAENA J., VELANDO F., GARCÍA-MONZÓN G., PAQUET J. & RONDEEL H. E. (1974a) - *Mapa Geológico de España, 1:50.000, hoja 932 (Coy)*. I.G.M.E., 38 págs.

KAMPSCHUUR W., LANGENBERG C. W., MONTENAT C., PIGNATELLI R. & EGELER C. G. (1974) - *Mapa Geológico de España, 1:50.000, hoja 933 (Alcantarilla)*, I.G.M.E., 34 págs.

KOZUR H., MULDER-BLANKEN C.W.H. & SIMON O.J. (1985) - *On the Triassic of the Betic Cordilleras (southern Spain), with special emphasis on holothurian sclerites*. *Stratigraphy and Paleontology*, **88**: 83-110.

LIBERI F., PILUSO E. & LANGONE A. (2011) - *Permo-Triassic thermal events in the lower Variscan continental crust section of the Northern Calabrian Arc, Southern Italy: Insights from petrological data and in situ U–Pb zircon geochronology on gabbros*. *Lithos* **124**, 291-307.

LOOMIS T.P. (1972) - *Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**:2475-2496.

MACCIOTTA G., ZUPPETTA A. & ZEDA O. (1986) - *Caratteri petrografici e significato geotettonico delle metavulcaniti basiche triassiche dell'Unità di San Donato (Calabria)*. *Boll. Soc. Min. It.* **105**, (195-202).

MARCHEGIANI L., BERTOTTI G., CELLO G., DEIANA G., MAZZOLI S., TONDI E. (1999) - *Pre-orogenic tectonics in the Umbria-Marche sector of the afro-adriatic continental margin*. *Tectonophysics*, **315**/1-4: 123-143.

MARTÍN ALGARRA A. (1987) - *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171p.

MARTÍN J.M (1978) - *Evolución diagenética de un sector de los materiales carbonatados de la Unidad Víboras (Mantos Alpujarride, NW Sierra Nevada)*. *Bol. Geol. Min.*, **89**: 303-319.

MARTÍN J.M (1980) - *Las dolomías de las cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 201 p.

MARTÍN J.M & ARANA R. (1976) - *Estudio geológico de las Minas del Aguila (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas)*. *Estudios Geol.*, **32**:385-390.

MARTÍN J.M. & BRAGA (1987a) - *Biocostrucciones del Anisiense-Ladiniense en el Triás Alpujárride*. Cuad. Geol. Ibérica, **11**: 421-444.

MARTÍN J.M. & TORRES-RUIZ J. (1982) - *Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósito de las mineralizaciones de hierro y plomo-zinc-fluorita de origen sedimentario encajadas en rocas triásicas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride del sector central de la Cordillera Bética*. Bol. Geol. Min., **93**: 314-329.

MARTÍN-ROJAS I., ESTÉVEZ A., MARTÍN-MARTÍN M., DELGADO F., GARCÍA-TORTOSA F.J. (2007) - *New data from Orihuela and Callosa Mountains (Betic Internal Zone, Alicante, SE Spain). Implications for the "Almágride Complex" controversy*. Journal of Iberian Geology **33** (2): 311-318.

MAZZOLI S. & HELMAN M. (1974) - *Neogene patterns of relative motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics*. Geologische Rundschau, **83**, 464-468.

MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., *et al.* (2000) - *Time and space variability of "thin-skinned" and "thick-skinned" thrust tectonics in the Apennines (Italy)*. Rendiconti Lincei, Scienze Fische e Naturali, Serie 9, 11, 5-39.

MONIÉ P., GALINDO-ZALDIVAR J., GONZÁLES-LODEIRO F., GOFFÉ F. B. & JABALOY A. (1991) - *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras*. Jour. Geol. Soc. (London). **148**: 289-297.

NAVARRO VILÁ F. & GARCÍA DUEÑAS V. (1979) - *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1010 (La Pezra) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000 (2a serie)*. IGME Madrid, 83p.

OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It. **8**, 453-763.

OROZCO M. & ALONSO-CHAVES F. M. (2002) - *Estructuras de colapso extensional en el Dominio de Alborán. Región de La Axarquía-Sierra Tejeda (provincias de Málaga y Granada)*. XIV Reunion de la Comisión de Tectónica, SGE, Guía de Campo, 120p.

OVEJERO G., TONA F. MARÍN J.M., GUTIÉRREZ A., JACQUIN J.P., SARVAJEAN G. & ZUBIAUR J.F. (1975) - *Las mineralizaciones de Plomo-Fluorita de Sierra de Lújar (Prov. Granada, España)*. Jor. Min. Metal. Bilbao, **IX**, 83-119.

PERRONE V. (1996) - *Une nouvelle hypothèse sur la position paléogéographique et l'évolution tectonique des Unités de Verbicaro et de San Donato (région Calabro-Lucanienne, Italie): implications sur la limite Alpes-Apennin en Calabre*. Compte Rendus Academie Science Paris, **322**, série IIa, 877-884.

PIERATTINI D., SCANDONE P. & CORTINI M. (1975) - *Età di messa in posto ed età di metamorfismo delle "limburgiti" nord calabresi*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **94**, 367-376.

PILUSO E., CIRINCIONE R. & MORTEN L. (2000) - *Ophiolites of the Calabrian Peloritian arc and their relationships with the crystalline basement (Catena Costiera and Sila piccola, Calabria, Southern Italy)*. GLOM 2000 Excursion Guide-book. Ofioliti, **25 (2)**, 117-140.

PILUSO E. & MORTEN L. (2004) - *Hercynian high temperature granulites and migmatites from the Catena Costiera, northern Calabria, southern Italy*. Per. Min., **73**, 159-72.

PLATT J. P., ARGLES T. W., CARTER A., KELLY S. P., WHITEHOUSE M. J. & LONERGAN L. (2003b) - *Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array*. Journ. Geol. Soc. (London), **160**: 655-676.

PLATT J. P. & R. COMPAGNONI (1990) - *Alpine ductile deformation and metamorphism in a Calabria basement nappe (Aspromonte, South Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **83**, 41 – 58.

PLATT J. P., SOTO J. I., COMAS M. C. & LEG 161 SHIPBOARD SCIENTISTS (1996) - *Decompression and high-temperature-low-pressure metamorphism in the exhumed floor of an extensional basin, Alboran Sea, Western Mediterranean*. Geology, **24**: 447-450.

PLATT J. P., SOTO J. I., WHITEHOUSE M. J., HURFORD A. J. & KELLEY S. P. (1998) - *Thermal evolution date of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the Alboran extensional basin, Western Mediterranean*. Tectonics, **17**: 671-689.

PLATT J. P. & WHITEHOUSE M. J. (1999) - *Early Miocene high temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): Evidence from U-Pb zircon age*. Earth Planet. Sci. Letters, **171**: 591-605.

PRIEM H.N.A., BOELRIJK N.A.I.M., HEBEDA E.H., OEN I.S., VERDURMEN E.A.T. & VERSCHURE R.H. (1979) - *Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain*. Eclog. Geol. Helv., **81**: 387-414.

PUGA E. & TORRES ROLDÁN R.L. (1989) - *Geochemistry and age relations of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascos (Eastern Betic Zone, Southeastern Spain)*. Estudios Geológicos, **45**: 325-336.

QUITZOW H.W. (1935) - *Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien*. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl n. s. I (**9**): 83-118.

ROSSETTI F., FACCENNA C., GOFFE' B., MONIÈ' P., ARGENTIERI A., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (2001) - *Alpine structural and metamorphism signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc*. Tectonics, **20**, 114–133.

ROSSETTI, F., GOFFÈ, B., MONIÈ, P., FACCENNA, C., & VIGNAROLI, G. (2004) - *Alpine orogenic P-T-t-deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabrian arc, southern Italy): The nappe edifice of north Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Appennine system formation*. Tectonics, v. **23**, 1-26.

SÁNCHEZ-NAVAS A. (1999) - *Sequential kinetics of a muscovite-out reaction: a natural example*. Amer. Miner., **84**: 1270-1286.

SÁNCHEZ-RODRIGUEZ L. & GEBAUER D. (2000) - *Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon*. Tectonophysics, **316**: 19-44.

SÁNCHEZ-VIZCAÍNO V.L., GÓMEZ-PUGNAIRE M.T. & FERNÁNDEZ-SOLER J.M. (1991) - *Petrological features of some Alpujarride, igneous bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordillera, Spain)*. Rev. Soc. Geol. España, **4**: 321-335.

SANZ DE GALDEANO C., DELGADO F., LÓPEZ-GARRIDO A.C., (1995a) - *Unidades Alpujarrides y Maláguides al NE de Granada (Cordillera Bética)*. Geogaceta **18**, 27-29.

SANZ DE GALDEANO C., DELGADO F, LÓPEZ-GARRIDO A.C. (1995b) - *Estructura del Alpujarride y del Maláguide al NW de Sierra Nevada (Cordillera Bética)*. Rev. Soc. Geol. España **8** (3), 239-250.

SANZ DE GALDEANO C., DELGADO F., LÓPEZ-GARRIDO A.C., MARTÍN-ALGARRA A. (1995c) - *Appartenance alpujarride proposée de l'unité de la Mora au NE de Grenade (Cordillère bétique, Espagne)*. C. R. Acad. Sci. Paris **321** (IIa), 893-900.

SANZ DE GALDEANO C. (1997) - *La Zona Interna Bético-Rifeña. Monografías Tierras del Sur*. Univ. Granada, 316p.

SANZ DE GALDEANO C., LÓPEZ-GARRIDO A.C., GARCÍA-TORTOSA F.J. & DELGADO F. (1997) - *Nuevas observaciones en el Alpujarride del sector centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (Murcia). Consecuencias paleogeográficas*. Estudios Geol., **53**, 229-236.

SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of Perityrrhenian areas*. In: KASTENS K., MASCLES G. et al., (eds), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, Texas, **107**: 715-730.

SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia Meridionale*. Giornale di Geologia, Serie 2, **26**, 1-54.

SELLI R. (1962) - *Il paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-789.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Geological map of Italy 1:100.000*, Foglio n. 220 Verbicaro.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Geological map of Italy* 1:100.000, Foglio n. 221
Castrovillari.

SIMON O.J. & VISSCHER H. (1983) - *El Pérmico de las Cordilleras Béticas. En: Carbonífero y Pérmico de España* (C.Martínez Díaz, Ed.), IGME, Madrid, 453-499.

SOTO J. I. & PLATT J. P. (1999) - *Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea basin Western Mediterranean*. Journ. Petrol., **40**: 21-60.

SPADEA P. (1994) - *Calabria-Lucania ophiolites*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **36**, 141-144.

TORRES ROLDÁN R.L. (1974) - *El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas Alpujarrides al SE de Sierra Almirajara (Sector central, Cordilleras Béticas, España)*. Cuad. Geol. Univ. Granada, **5**: 21-77.

TORRES ROLDÁN R.L. (1978) - *Scapolite-bearing and related rocks calc-silicate layers from the Alpujarride series (Betic Cordilleras of Southern Spain)*. Geol. Rundschau, **67**: 342-355.

TORRES ROLDÁN R.L. (1979a) - *The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the western-most alpine belt*. Amer. Jour. Sci., **279**:19-51.

TORRES ROLDÁN R.L. (1979b) - *La evolución tectono-metamórfica del Máizgo de los Reales (extremo occidental de la Zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes anómalos y de alta temperatura en el dominio cortical Alpujarride-Maláguide de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, Andalucía)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 230p.

TORRES ROLDÁN R.L. (1981a) - *Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole (southern Spain)*. Estudios Geol., **37**: 115-133.

TORRES ROLDÁN R.L. (1981b) - *Aplicación de los geotermómetros y geobarómetros de cordierita-granate y cordierita-biotita al discernimiento de la evolución del proceso anatéctico en el Complejo Migmatítico de la unidad de (tipo) Blanca (Zona Bética, N de Estepona, Andalucía)*. Bol. Soc. Esp. Miner., **2**: 99-118.

TORRES ROLDÁN R.L. (1983) - *Fractionated melting of metapelite and further crystal melt equilibria. The example of the Blanca Unit migmatite complex, north of Estepona (Southern Spain)*. Tectonophysics, **96**: 95-123.

TORRES-RUIZ J. & DELGADO F. (1984) - *Las mineralizaciones filonianas de fluorita (galena) del Calar de San José (Sierra de Baza, Cordilleras Béticas)*. Estudios Geol., **40**:129-136.

TORRES-RUIZ J., VELILLA N., MARTÍN J.M., DELGADO F & FENOLL HACH-ALÍ P. (1985) - *The fluorite (Ba-Pb-Zn) deposits of the "Sierra de Baza" (Betic Cordillera, South East Spain)*. Bull. Minéral., **108**: 421-436.

TORTORICI L. (1982) - *Lineamenti geologico-strutturali dell'arco calabro-peloritano*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **38**, 927-940.

TUBÍA J.M. (1985a) - *Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujarrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga)*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 300 p.

TUBÍA J.M. (1988b) - *Estructura de los Alpujarrides occidentales: cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte II: Metamorfismo*. Bol. Geol. Min. **99**: 340-355.

TUBÍA J.M., CUEVAS J. & GIL-IBARGUCHI (1997) - *Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing on the tectonic evolution of the Betic Cordillera*. Tectonophysics, **279**: 227-252.

TUBÍA J.M. & GIL-IBARGUCHI (1991) - *Eclogites of the Ojen nappe: a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordillera, Southern Spain)*. Journ. Geol. Soc. (London), **148**: 801-804.

TUBÍA J.M., CUEVAS J., NAVARRO-VILA F., ALVAREZ F. & ALDAYA F. (1992a) - *Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain)*. Journ. Struct. Geol., **14**: 193-201.

VERA J.A. (ed. 2004) - *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

WESTERHOF A. B. (1975) - *Genesis of magnetite ore near Marbella, Southern Spain: Formation by oxidation of silicates in polymetamorphic gedrite-bearing and other rocks*. GUA Papers of Geology, **1** (6), 261p.

WESTERHOF A. B. (1977) - *On the contact relations of high-temperature peridotites in the serrania de Ronda, Southern Spain*. Tectonophysics, **39**: 379-391.

WILSON M. (1989) (Department of Earth Sciences, University of Leeds) - *Igneous petrogenesis*. Ed. Springer, pp 480.

ZECK H. P., ALBAT F., HANSEN B. T., TORRES-ROLDÁN R. L., GARCÍA-CASCO A. & MARTÍN-ALGARRA A. (1989) - *A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, S. Spain*. Tectonophysics, **169**: 215-220.

ZECK H. P., MONIÉ P., VILLA I. M. & HANSEN B. T. (1992a) - *Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras Southern Spain*. Geology, **20**: 79-82.