

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Titolo

**Biostratigrafia a Conodonti del Famenniano superiore nella sezione di
La Serre Trench C, Montagne Noire (Francia)**

Candidato:
Filippo Santini

Relatore:
Prof.ssa Claudia Spalletta

Sessione Luglio 2018
Anno Accademico 2016 – 2017

- INDICE

- 1) INTRODUZIONE	pag. 3
- 2) INQUADRAMENTO	pag. 4
- 2.1) L'area di Cabrières	pag. 8
- 2.2) Descrizione della sezione di La Serre Trench C	pag. 10
- 2.3) Descrizione sezioni sottili	pag. 13
- 3) MATERIALI E METODI	pag. 14
- 4) DESCRIZIONE RISULTATI	pag. 16
- 5) CONCLUSIONI	pag. 21
- 6) BIBLIOGRAFIA	pag. 22

1. INTRODUZIONE

Il lavoro di tesi ha avuto come oggetto l'analisi di alcuni campioni provenienti dalla sezione stratigrafica di La Serre Trench C (Montagne Noire, Francia meridionale) e risalenti al Famenniano superiore, la sezione è situata nel sud – ovest della Francia, in particolare nella porzione sud – orientale della catena montuosa delle Montagne Noire, al limite sud del Massiccio Centrale; l'identificazione e la separazione dei conodonti si è svolta tramite microscopio ottico, si è trattato dunque di un lavoro di laboratorio. Scopo del lavoro è quello di tentare di correlare i dati raccolti in campagna con quelli già presenti in letteratura, al fine di verificare l'applicabilità della biozonazione proposta da Spalletta *et al.* (2017), l'analisi permetterà inoltre di individuare la presenza di eventuale materiale rimaneggiato, gli strati più alti della sezione, che contengono il limite Devoniano – Carbonifero, sono costituiti da depositi di spiaggia con fossili rimaneggiati di età attribuibile a varie biozone del Devoniano Superiore; conodonti rimaneggiati sono stati però segnalati in campioni poco più alti di quelli oggetto della tesi.

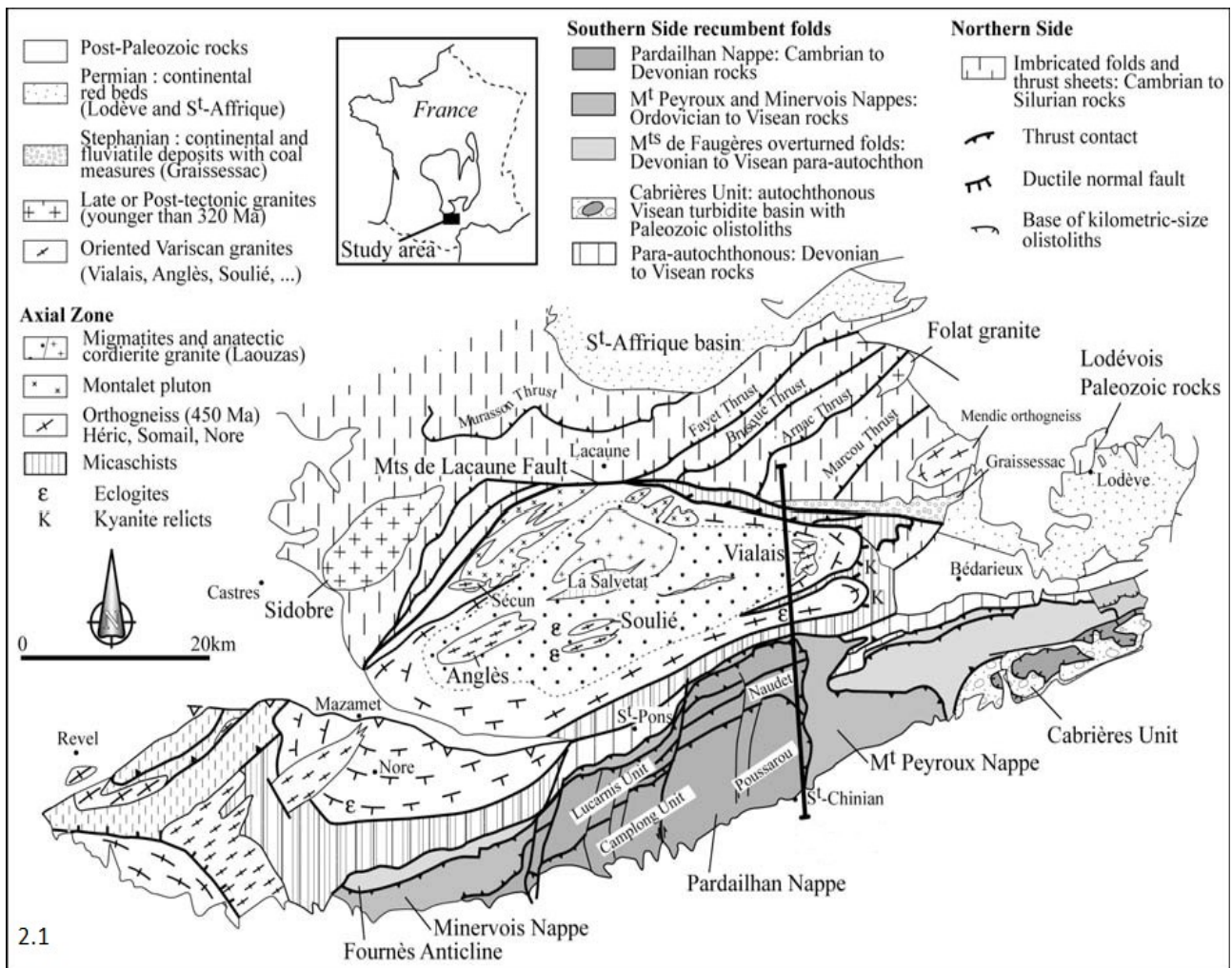


Fig. 1.1 – 1.2 - 1.3 – 1.4 Posizione della sezione stratigrafica di La Serre trench C, l'area delle Montagne Noire è indicata con un cerchio, mentre l'ubicazione esatta è contrassegnata da una stella (figura 1.4).

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La catena delle Montagne Noire è situata al margine sud del Massiccio Centrale, a sua volta parte della catena varisica dell'Europa occidentale (Matte, 2001; Charles *et al.* 2009; Faure *et al.* 2009). Caratteristica generale delle rocce paleozoiche di quest'area è la totale assenza di deformazioni riconducibili all'orogenesi alpina, che interessano invece tutto il fianco meridionale della catena varisica (i movimenti caledoniani sono limitati al sollevamento e ribaltamento di blocchi già consolidati), per contrasto, la successione paleozoica delle Montagne Noire è stata interessata da una complessa e polifasica deformazione ercinica, nonché da un vasto metamorfismo sin-tettonico. Sulla base delle caratteristiche litologiche, strutturali e metamorfiche è possibile distinguere tre zone:

- la zona a sovrascorrimenti a N, caratterizzata da deformazione fragile, lineazioni e pieghe SW vergenti;
- zona centrale, costituisce il nucleo metamorfico del complesso (la cosiddetta *axial zone*), è una grande antiforme allungata in direzione ENE – WSW di rocce anatettiche, migmatiti e gneiss. La foliazione di questi ultimi corrisponde alla fase principale di scorrimento e alla messa in posto delle scaglie tettoniche in direzione S. La struttura anticlinale è dovuta all'intrusione successiva di graniti anatettici (età stimata di 323 Ma tramite analisi isotopica a Rb/Sr);
- la zona sud (ove si trova la sezione oggetto di studio), formata da una pila di pieghe reclinate sud vergenti con un grado di metamorfismo molto basso o del tutto inesistente.



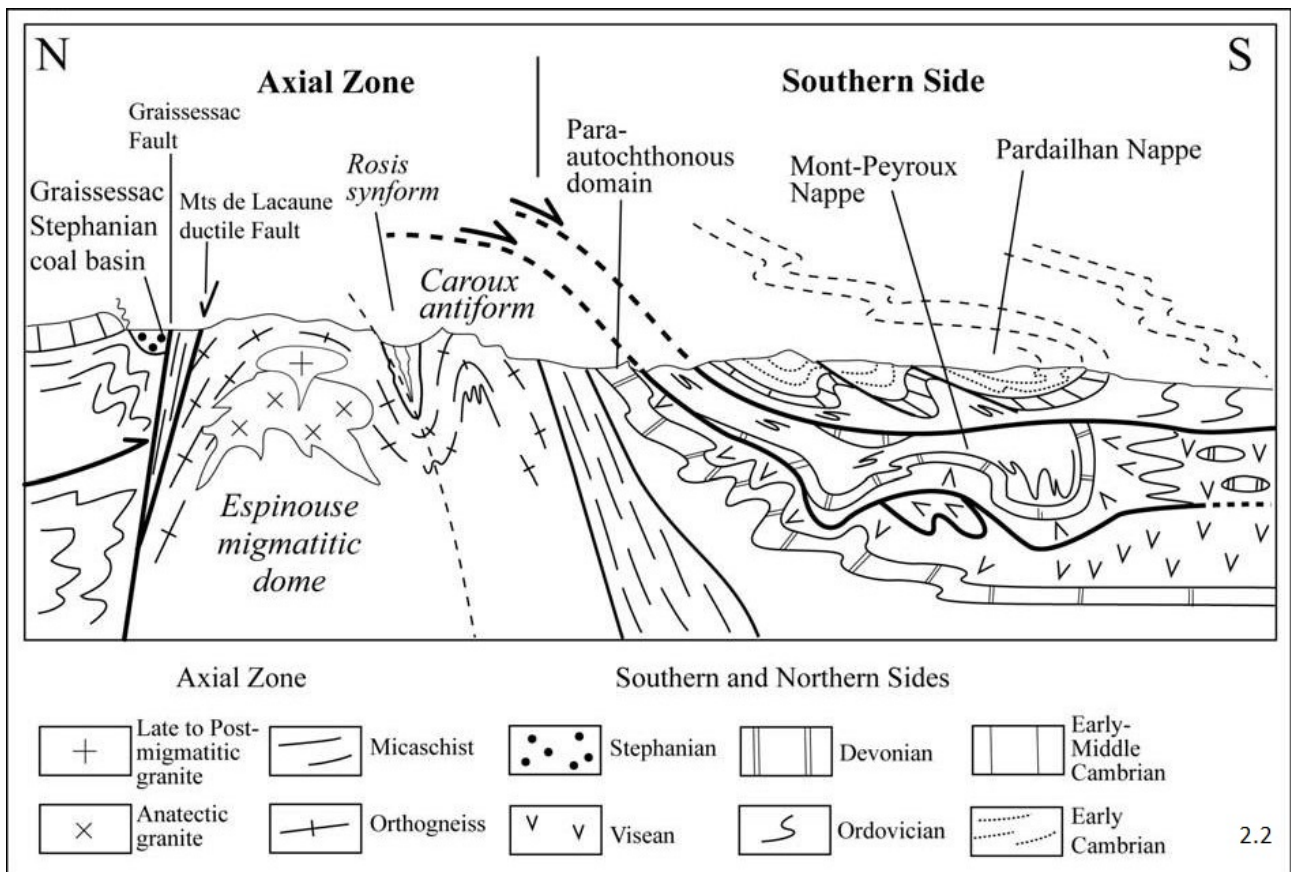


Fig. 2.1 – 2.2 Mappa strutturale delle Montagne Noire e relativa sezione semplificata (da Charles, Faure e Chen, 2009)

Le rocce affioranti nella zona meridionale sono state il principale oggetto di studio durante il lavoro sul campo, proprio grazie al basso grado metamorfico che ha consentito una buona conservazione dei fossili e delle strutture sedimentarie. Esse si sono depositate al margine settentrionale del supercontinente Gondwana, in un bacino epicontinentale sviluppatosi durante il periodo Devoniano sino al Carbonifero inferiore (Tournaisiano) poi chiusosi a seguito dell'avvicinamento del fronte orogenico varisico.

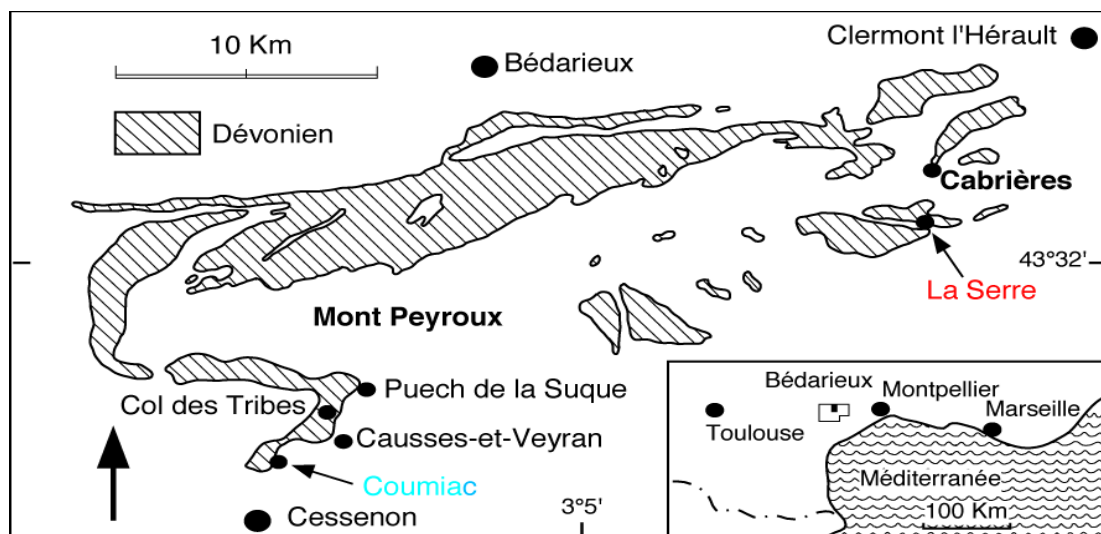


Fig.3 Ubicazione della sezione studiata con indicazione degli affioramenti devoniani (da Feist, 2003, modificato)

Nei milioni di anni successivi (Viseano – Namuriano) l'andamento della tettonogenesi ha portato alla messa in posto, al margine sud del Massiccio Centrale, di scaglie tettoniche (le scaglie di Mont Peyroux) a pieghe reclinate, mentre il contemporaneo trasporto sedimentario sin – tettonico è stato caratterizzato da flussi gravitativi di blocchi esotici come il klippen di Cabrières. Il flysch di Cabrières fornisce preziose informazioni circa il contenuto stratigrafico della zona d'origine degli olistoliti, comparata con la sequenza contemporanea affiorante nell'area delle scaglie tettoniche si osservano importanti differenze nel contenuto stratigrafico e nell'evoluzione paleoambientale. Sulla base dell'evoluzione geodinamica e paleoambientale è possibile distinguere tre successioni (Feist, 2002):

a) SUCCESSIONE PRE – VARISICA:

I depositi paleozoici più antichi sono posti in *unconformity* sul basamento di età precambriana: una spessa successione detritica di conglomerati fini e arenarie derivanti probabilmente dall'erosione del basamento Cadomiano – Panafricano. Il Cambriano inferiore è dominato dalla presenza di depositi di arenarie, queste passano progressivamente a calcari neritici di piattaforma, tendenza osservabile in diverse zone del Mediterraneo (Sardegna e Marocco).

Agli inizi del Cambriano medio la piattaforma cominciò progressivamente ad affondare e sopra di essa cominciarono a depositarsi siltiti argillose; il Cambriano superiore è invece rappresentato da un'alternanza tra arenarie quarzose e argilliti siltose con sporadiche lenti calcaree (contenenti una tipica associazione a trilobiti).

L'Ordoviciano Inferiore è rappresentato da una successione piuttosto spessa e monotona caratterizzata da un'alternanza di arenarie quarzose e argilliti che si sono depositate in un ambiente di piattaforma in rapida subsidenza; in tutta la sequenza tremadociana è possibile osservare una ricca associazione di trilobiti, echinodermi e molluschi, i quali sono presenti in entrambe le litologie. Per quanto riguarda l'Ordoviciano Medio – Superiore e il Siluriano (limite compreso) essi si sono preservati esclusivamente come olistoliti nel flysch di Cabrières, qui l'Ordoviciano Inferiore è rappresentato da una spessa sequenza (centinaia di metri) di rocce silicoclastiche con un'alternanza di *shale* sericitici e arenarie; questi depositi sono poi sovrastati da circa 150 metri di rocce andesitiche e vulcanoclastiche a loro volta seguiti da conglomerati e arenarie. Al top della sequenza un'alternanza tra marne e carbonati biogenici risulta caratterizzata da una ricca associazione di brachiopodi dal guscio spesso e briozoi. Caratteristica contrastante dell'area di Cabrières è la presenza di una successione siluriana completa e molto ricca in fossili, con *shale* a graptoliti che passano a carbonati scuri nella parte più alta. Alla base del Siluriano superiore vi sono forti evidenze di un abbassamento del livello del mare, le successioni eusiniche sono difatti sostituite da calcareniti con faune neritiche.

b) SUCCESSIONE PRE – TETTONICA

I depositi che vanno dal Devoniano al Carbonifero inferiore (Viseano) sono stati trovati esclusivamente nelle Montagne Noire meridionali, nell'area delle scaglie tettoniche essi sovrastano in *unconformity* le successioni ordoviciane e cambriane, questa discordanza angolare è stata interpretata come il risultato della fratturazione, ribaltamento ed erosione dei blocchi durante il Siluriano superiore. Nella sequenza delle scaglie tettoniche gli strati devoniani e del Carbonifero basale mostrano una sequenza carbonatica quasi continua, dalla base verso l'alto possono essere riconosciuti i seguenti ambienti sedimentari:

- depositi trasgressivi costieri post – caledoniani (risalenti al Lochkoviano inferiore) a cui succedono dolomie depositatesi in condizioni pre – evaporitiche e lagunari seguiti a loro volta da marne selcifere e calcari con abbondante fauna neritica.

- verso la fine del Devoniano Inferiore si ha la transizione da ambiente neritico ad ambiente pelagico, quest'ultimo si differenziò in una serie di alti sottomarini e depressioni caratterizzate da ambiente eusinico: nei primi si ebbe la sedimentazione di calcari nodulari brecciati, nelle seconde si ebbe la deposizione di shale e selci, oltre alla precipitazione di ossidi di Fe e Mg. Tali condizioni perdurarono sino al Devoniano Medio, poi, sino al Carbonifero inferiore (compreso il limite Devoniano - Carbonifero) si depositarono i calcari pelagici della facies "a Griotte", la successione comprende shale neri depositatisi quasi in corrispondenza col limite stesso e radiolariti nere (selci) di età Tournaisiano.
- infine, il Viséano è caratterizzato da depositi di scarpata e di piede di scarpata con selci di colore chiaro a cui sono intercalate torbiditi calcaree.

Nell'area di Cabrières il passaggio Devoniano – Carbonifero è caratterizzato (allo stesso modo che nelle scaglie tettoniche) dallo sviluppo di una piattaforma carbonatica, tuttavia l'ambiente sedimentario dell'area sorgente da cui hanno avuto origine gli olistoliti appare meno profondo ed è probabile che fosse situato più vicino alla linea di costa rispetto ai medesimi depositi nella zona dei sovrascorrimenti (successione delle scaglie tettoniche).

c) SUCCESSIONE SIN-TETTONICA

Una caratteristica della parte più esterna della catena varisica del Massiccio Centrale è la presenza di depositi di flysch risalenti al Carbonifero, la successione più spessa e completa in affioramento è osservabile nella porzione sudorientale delle Montagne Noire. I blocchi più giovani presenti nella matrice del Flysch contengono associazioni di piante fossili risalenti al Namuriano; in questa parte della catena Varisica i trasporti gravitativi sin – tettonici sono durati sino al Pennsylvaniano. La successione, di oltre 4000 metri di spessore comprende un grande assortimento di sedimenti, le caratteristiche di questi suggeriscono un aumento dell'energia verso l'alto e il contemporaneo avvicinamento dell'area sorgente. La successione è la seguente:

- torbiditi canalizzate e depositi alluvionali;
- grovacche conglomeratiche e torbiditi medio – distali;
- correnti di densità e depositi di debris flow;
- depositi di crollo con blocchi esotici provenienti da contemporanei depositi di acqua bassa e depositi di canale;
- un set caotico di blocchi esotici, di dimensioni comprese tra il metro quadrato e il km quadrato (flysch di Cabrières), provenienti da diverse epoche post – cambriane e messi in posto a seguito di una serie scivolamenti gravitativi, questi contengono calcari biogenici di piattaforma con faune neritiche oltre ad arenarie di acqua bassa e marne corrispondenti all'intero Viséano.

La sedimentazione sin – tettonica del materiale olistolitico mostra la medesima direzione di movimento del trasporto tettonico e gravitazionale, ne consegue che l'area sorgente del Klippen di Cabrières deve trovarsi più a Nord rispetto al sito ove hanno origine le scaglie tettoniche.

2.1 L'AREA DI CABRIERES



Fig. 4 Foto panoramica dell'area di Cabrières (foto C. Spalletta)

Le cosiddette “Écailles de Cabrières” formano un set caotico di blocchi olistolitici di varia grandezza messi in posto a seguito di una serie di scivolamenti gravitativi, la principale differenza rispetto alla sequenza delle scaglie tettoniche riguarda il fatto che qui vi è una successione continua che si estende dalla base dell'Ordoviciano sino al Namuriano (Feist, 2002). La maggior parte del Devoniano Inferiore consiste in depositi dolomitici, il fronte irregolare della dolomitizzazione è situato circa allo stesso livello che nella sezione delle scaglie tettoniche, vale a dire nell'Emsiano inferiore (Giusti, 2016). Mentre i membri medio e inferiore della Formazione di Izarne mostrano facies praticamente identiche a quelle presenti nell'unità equivalente della Formazione di Bissounel (area delle scaglie tettoniche), il membro più alto risulta invece piuttosto differente: non si osservano difatti tendenze deepening – up o altre influenze di ambiente marino profondo, al contrario la facies di mare basso a calcari selciferi interessa in maniera invariata il Devoniano Inferiore – Medio, e risulta dominata da organismi costruttori di scogliera; le influenze pelagiche divengono evidenti solo a partire dall'Eifeliano, dunque più tardi che nella sequenza delle scaglie tettoniche, non si osservano né *shale* intercalati né calcari nodulari nell'area di Cabrières, elementi che invece caratterizzano il Devoniano Medio nella sequenza ciclica di Col du Puech de la Suque (successione delle scaglie tettoniche).

Le facies del Frasniano risultano differenti, nella parte alta e nella parte bassa si trovano depositi tipo “Kellwasser” di ambiente sapropelico riducente, nessun livello di calcari pelagici risulta di colore rosso come quelli della Formazione di Coumiac, al contrario lo sviluppo delle facies dei membri inferiore e medio della Formazione dei Calcari a Griotte è simile al suo equivalente nella sezione delle scaglie di Mont Peyroux.

Sebbene le lacune stratigrafiche nell'area del klippen si trovino in generale nella parte alta del Famenniano e nel Tournaisiano inferiore, a La Serre la successione risulta eccezionalmente completa, tuttavia nella parte più alta del Famenniano e in corrispondenza del limite Devoniano – Carbonifero è possibile rinvenire calcari detritici con shale sabbiosi e ooliti, elementi che non sono stati riconosciuti nella successione delle scaglie tettoniche.

		MONTAGNE NOIRE		
		versant nord	nappes du versant sud	Ecaillés de Cabrières
CARBONIFERE	Namurien	[diagonal hatching]	flysch	flysch
	Viséen			calc. à Productus
			St Nazaire	St Nazaire
	Tournaisien		calc. griottes	calc. griottes
DEVONIEN	Famennien 360	Coumiac	La Serre	
	Frasnien	Clapassous	Japhet	
	Givetien	Mt Peyroux	Izarne	
	Eifelien	Bissounel		
	Emsien	Rocs - Nègres	Falgairas	
	Praguien			
	Lochkovien 410			
	Pridoli		Castelsec	

Fig.5 Formazioni devoniane e carbonifere delle Montagne Noire, con opportuna distinzione tra area delle scaglie tettoniche e area di Cabrières (da Feist, 2002, modificato)

2.2 DESCRIZIONE DELLA SEZIONE DI LA SERRE TRENCH C

La sezione di La Serre Trench C è situata lungo il versante Sud della collina di La Serre, circa 450 metri a Est della fattoria “La Rouquette”, essa comprende la parte alta della Formazione di La Serre e la Formazione dei Calcari a Griotte (Feist, 2002; Cifer, 2017) Nell’area sono state scavate diverse trincee parallele per poter studiare al meglio la successione carbonatica durante il lavoro sul campo, gli strati infatti sono quasi verticali e ne affioravano solo alcune porzioni; ciascuna trincea è stata opportunamente contrassegnata con una lettera (in tal caso la C).



Fig. 6 Foto di una delle trincee scavate a La Serre, in particolare si tratta della Trench F (foto C. Corradini)

Il top del membro inferiore della Formazione di La Serre (7 metri di spessore) è caratterizzata da una sequenza alternata di sottili strati di calcilutiti grigie – grigie scure e *shale* bituminosi di colore dal marrone al nero ricchi in pirite e con sottili livelli di calcari scuri e vene di selce nera; la sequenza è poi sormontata da calcilutiti di colore grigio chiaro ricche in organismi bentonici come coralli rugosi, brachiopodi e trilobiti. Il membro superiore (14,5 metri) è invece caratterizzato da un'alternanza di argilliti di colore marrone scuro e nero e sottili livelli di calcari marnosi ad aspetto lamellare ricchi di materia organica, questi sono considerati equivalenti dell'orizzonte Upper Kellwasser (gli orizzonti anossici o disossici Lower e Upper Kellwasser corrispondono all'evento di estinzione verificatosi al limite Frasniano – Famenniano). Il pattern laminato a grana fine di questi sedimenti, i quali contengono esclusivamente organismi pelagici necto – planctonici di piccole dimensioni, risulta in contrasto con quello maggiormente grossolano e ricco di cefalopodi dei calcari di Kellwasser, è possibile che quest'orizzonte nella formazione di La Serre costituisca un equivalente più distale depositatosi durante un periodo di innalzamento eustatico. In contrasto con sezioni come quella di Coumiac, dove quest'orizzonte è intercalato in una successione omogenea di calcari “ossigenati”, l'ambiente ipossico della parte finale del Frasniano nella zona di La Serre si è mantenuto molto oltre il limite F – F, ed è stato sostituito dai Calcari a Griotte solo nel Famenniano medio – superiore; il Famenniano di La Serre risulta dunque caratterizzato da *black shale* ricchi in materia organica con episodiche intercalazioni di lenti di calcari scuri laminati. Nella sezione di La Serre non vi sono evidenze fisiche di condensazioni, lacune o discontinuità stratigrafiche, al contrario la sedimentazione risulta più o meno costante, come testimonia la fitta laminazione dei sedimenti lungo la sezione; comparato con lo stratotipo del limite F – F a Coumiac, l'equivalente del “Kellwasser event” a La Serre è molto meno condensato e raggiunge uno spessore di oltre 60 cm. La Formazione dei Calcari a Griotte (da cui sono stati raccolti i campioni studiati) ha uno spessore totale di circa 45 metri e va dal Famenniano inferiore al Tournaisiano inferiore. In essa si possono distinguere tre membri (Feist, 2002):

- membro inferiore (14 metri): qui i *black shale* della precedente Formazione di La Serre sono bruscamente rimpiazzati da calcari sparitici di colore dal grigio – bruno al bruno – ruggine sino all'arancione. L'aspetto nodulare che caratterizza i Calcari a Griotte nella successione delle scaglie tettoniche qui non è presente, tuttavia vi si presenta nelle sequenze superiori.
- membro centrale (19 metri): qui i calcari tendono ad assumere una colorazione che va dal grigio al rosa ed un aspetto più nodulare (micro – nodulare); sono comparabili con la facies “supragriotte” presente nell'area delle scaglie tettoniche.

Il membro superiore della Formazione, di circa 12 metri di spessore, risulta differente rispetto alla facies nodulare precedentemente sviluppatasi, ed è costituito da:

- 6 metri di calcari siltoso – argillosi ad aspetto lamellare e finemente laminati di colore grigio – bruno e contenenti due livelli siltosi ricchi in resti vegetali;
- 1 metro di calcare micritico grigio – beige che diviene nodulare solo nella parte più alta, questi noduli tuttavia si disintegrano progressivamente all'interno di una sempre crescente *shale matrix*;
- 0,5 metri di peliti sabbiose con sottili letti calcari oolitici;
- 2,5 metri di calcari oolitici gradati con frammenti clastici, di trilobiti e di brachiopodi (questo livello comprende il limite Devoniano – Carbonifero);
- 2 metri di calcilutiti giallo – grigie seguite da circa 0,5 metri di calcari oolitici di colore grigio chiaro.

La sequenza è infine sovrastata da *black shale* che caratterizzano l'inizio della Formazione di Saint – Nazarie.

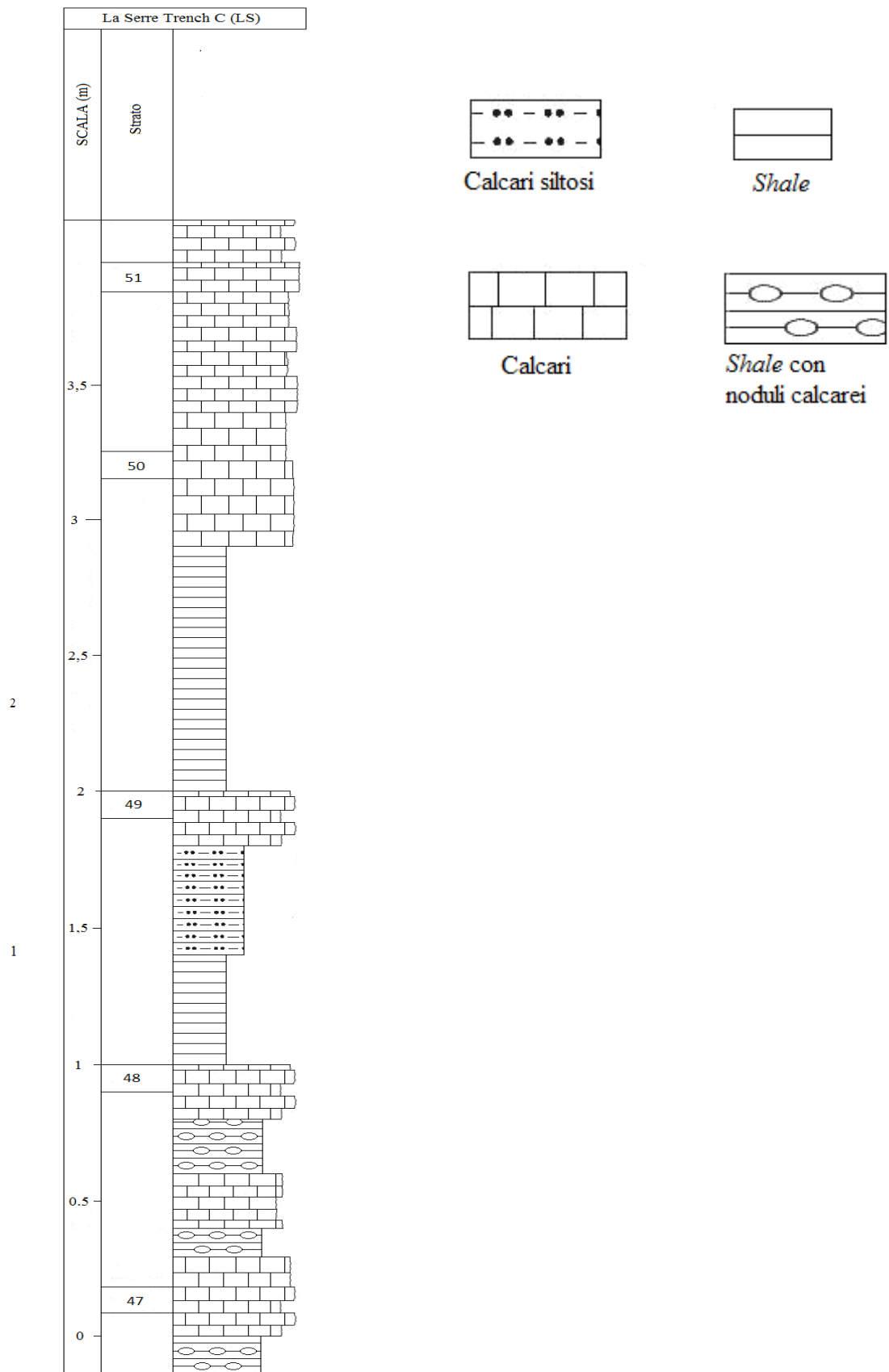


Fig. 7 Colonna stratigrafica rappresentante parte della sezione di La Serre Trench C e corrispondente al Famenniano superiore (Calcarei a Griotte), a sinistra è indicato il numero del livello roccioso da cui sono stati prelevati i campioni; la biozona è *Bispathodus ultimus*.

2.3 DESCRIZIONE DELLE SEZIONI SOTTILI

Sono state osservate le sezioni sottili relative ai livelli campionati:

- LS 47: wackestone particolarmente ricco di bioclasti, il colore è nocciola rosato, si osserva la presenza di articoli di crinoidi di piccole dimensioni, trilobiti e una minore abbondanza di radiolari e valve di lamellibranchi; presenza di ossidi di ferro (framboidi).
- LS 48: mudstone – wackestone color nocciola, questa sezione si rivela povera di bioclasti: sono presenti rari radiolari, trilobiti e rare valve di lamellibranchi, anche i framboidi sono presenti in numero minore rispetto alla sezione sottile di LS 47 mentre i crinoidi sono del tutto assenti; possibili tracce di bioturbazione.
- LS. 49: wackestone – packstone color nocciola molto ricco di bioclasti, numerosi sono i trilobiti, rappresentati da frammenti di grandi dimensioni, si osserva la presenza di articoli di crinoidi di piccole dimensioni, goniatiti e brachiopodi, oltre ad evidenti tracce di bioturbazione.
- LS 50: poverissima di fossili, la sezione si presenta come un mudstone caratterizzato da una leggera laminazione piano – parallela, gli unici elementi riconoscibili sono rappresentati da trilobiti e framboidi; la quasi totale assenza di bioclasti e la presenza di calcisfere indicano che ci si trova in una facies di mare più basso rispetto alle sezioni precedenti.
- LS 51: mudstone di colore giallastro, la sezione è molto simile a quella precedente: poverissima di fossili e bioclasti, anche qui è possibile osservare una leggera laminazione piano – parallela e framboidi; si riscontrano evidenti tracce di bioturbazione. Sono presenti cavità riempite di calcite.

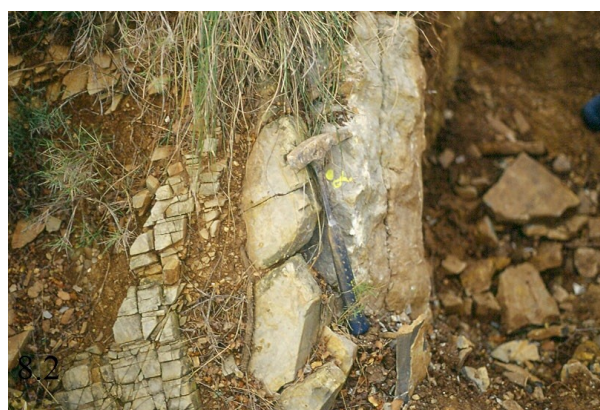


Fig.8.1 – 8.2 Foto sul campo di tre dei cinque livelli campionati, sono osservabili in particolare i livelli 47 – 48 (a sinistra) e il 51 (a destra).

3. MATERIALI E METODI

Il lavoro svolto ha avuto come oggetto di studio i conodonti, organismi marini comparsi nel Cambriano superiore ed estintisi al limite Triassico – Giurassico (200 Ma), in corrispondenza di una delle “*big five*”, le cinque più grandi estinzioni di massa registrate nel record paleontologico del Fanerozoico. Di grandezza compresa tra 1 e 40 µm, attualmente i conodonti vengono considerati come una forma primitiva di vertebrati (sono annoverati tra i Cordati), le uniche parti mineralizzate, e dunque le uniche che si siano conservate nel registro fossile, corrispondono all'apparato masticatore dell'animale (Donoghue et al. 2000; Janvier, 2015), si tratta di microfossili di dimensioni variabili da 0.1 a oltre 3 mm a forma di denticoli semplici o composti, a struttura lamellare, costituiti da carbonato e fosfato di calcio (apatite); il colore varia a seconda della temperatura raggiunta durante la diagenesi, e va dal color ambra al nero opaco sino al bianco opaco per temperature superiori a 360° C.

Per oltre 150 anni (vennero discussi per la prima volta nel 1856) sono stati studiati solo sulla base di questo complesso apparato dentale, senza avere alcuna informazione su quale organismo rappresentassero realmente, solo nel 1983 fu scoperto il primo resto fossile completo dell'animale (in Scozia) seguiti da altri negli anni 90; oggi i conodonti vengono largamente impiegati in biostratigrafia grazie anche a particolari caratteristiche che conferiscono loro la qualità di “fossili guida”, le biozonature standard di alcuni periodi, come il Devoniano, sono basate proprio sull'utilizzo dei conodonti.

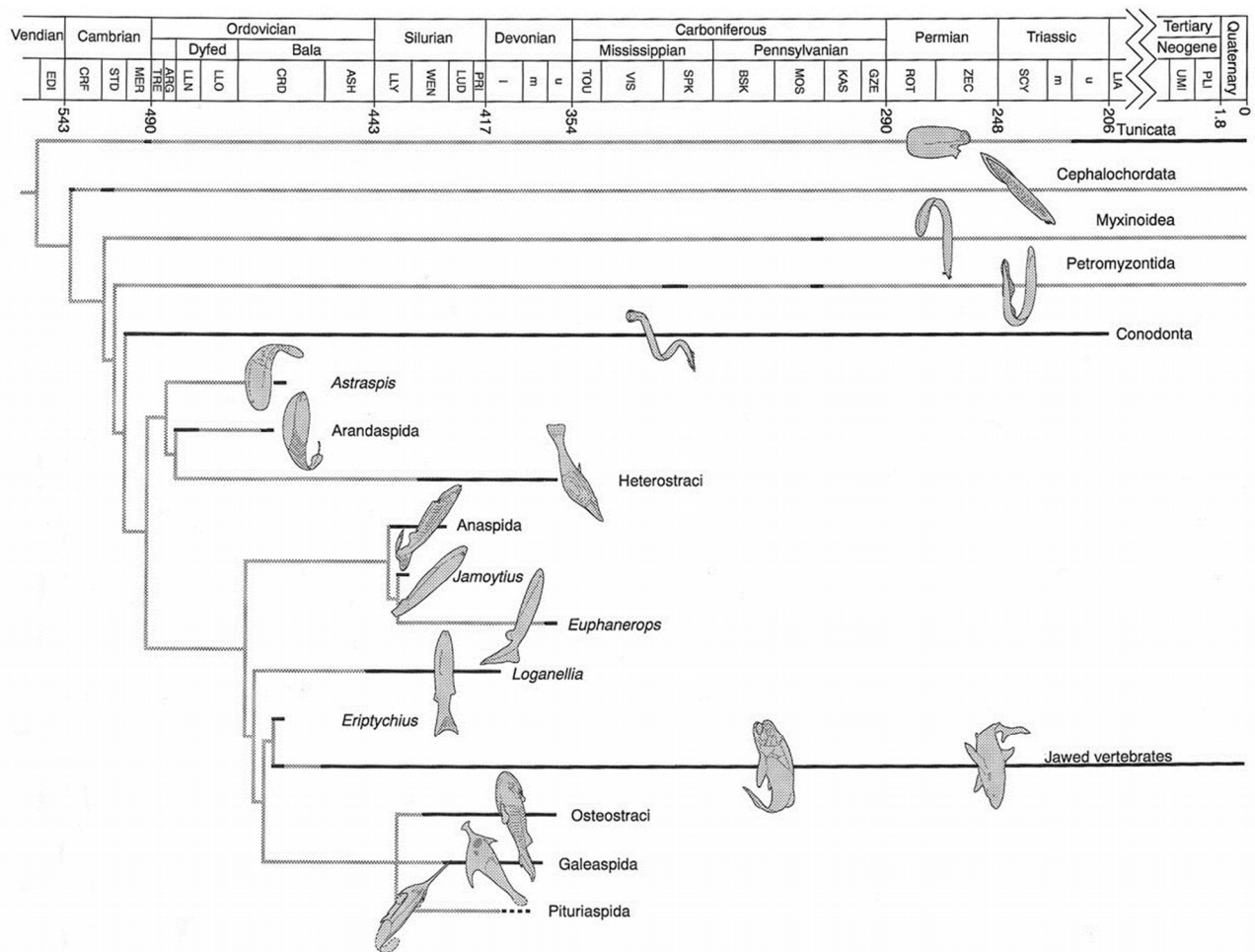


Fig. 9 Posizione dei conodonti nel phylum Cordata secondo Donoghue, Forey e Aldridge (2000)

L'estrazione dei conodonti è stata effettuata analizzando il residuo insoluto proveniente da cinque campioni (LS. 47, LS. 48, LS. 49, LS. 50 e LS. 51), questi sono stati sciolti tramite l'utilizzo di acido acetico al 10% (tecnica convenzionale), il residuo è stato poi passato a setacci con maglie di 800, 125 e 63 micron. Date le loro dimensioni medie, i conodonti vengono spesso rinvenuti nella frazione ottenuta dal setaccio con maglie di 125 micron, inoltre, visto il peso specifico piuttosto elevato (superiore a quello del quarzo) questa frazione è stata trattata con un liquido pesante (politungstato di Sodio) per separare la porzione con un γ maggiore.

Durante l'analisi al microscopio (lavoro effettuato personalmente) sono stati prelevati tutti i conodonti interi e tutti i frammenti, successivamente è avvenuta l'identificazione degli elementi intatti e dei frammenti riconoscibili, che occupano la posizione P1 (o Pa o P0) dell'apparato masticatore (Sweet & Donoghue, 2001); sono stati prelevati anche altri elementi dell'apparato, detti ramiformi, che però non sono stati identificati.

4. DESCRIZIONE RISULTATI

SEZIONE LA SERRE TRENCH C (LS)						
CAMPIONI	LS 47	LS 48	LS 49	LS 50	LS 51	TOTALE
PESO (g)	1200	2780	1110	2235	1900	9225
Bispathodus ultimus ZONE						
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>	70	6	28		14	118
<i>Bispathodus costatus M1</i>	2		4			6
<i>Bispathodus costatus M2</i>	36	2	57		6	101
<i>Bispathodus stabilis vulgaris</i>	6	1			8	15
<i>Bispathodus spinulicostatus</i>	4	2	4			10
<i>Bispathodus ultimus M1</i>	10	1	1			12
<i>Bispathodus ultimus M2</i>	22	2	14		4	42
<i>Branmehla inornata</i>	2	1	13	2		18
<i>Branmehla suprema</i>	14		4			18
<i>Mehlina strigosa</i>	5		5		2	12
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	6		6			12
<i>Polygnathus communis communis</i>	15	8	23		14	60
<i>Siphonodella praesulcata</i>	3		5		2	10
<i>Pseudopolygnathus primus</i>	1					1
<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i>		4	5		4	13
<i>Clydagnatus plumulus</i>			2			2
TOTALE	196	27	171	2	54	450

Fig. 10 Tabella mostrante la distribuzione numerica delle specie e sottospecie di conodonti rinvenute nei cinque campioni.

I cinque campioni raccolti nella sezione di La Serre contenevano in tutto 450 elementi P1 classificabili, in particolare, l'identificazione dei conodonti ha permesso di riconoscere:

- cinque specie e due sottospecie (compresi i diversi morfotipi) appartenenti al genere *Bispathodus*;
- due specie del genere *Branmehla*;
- una specie del genere *Mehlina*;
- due sottospecie del genere *Palmatolepis*;
- una sottospecie appartenente al genere *Polygnathus*;
- una specie del genere *Siphonodella*;
- una specie del genere *Pseudopolygnathus*;
- una specie del genere *Clydagnatus*.

Molte delle specie e sottospecie riconosciute hanno un'ampia distribuzione stratigrafica, che comprende diverse biozone. In questo lavoro è stata utilizzata la versione della biozonazione a conodonti del Famenniano Superiore recentemente proposta da Spalletta *et al.* (2017), mentre per l'identificazione si è utilizzato il catalogo dei conodonti (Ziegler ed. 1973, 1975, 1977, 1981) e Ziegler & Sandberg (1974).

Ziegler (1962, 1969)	Ziegler & Sandberg (1990)	NEW GLOBAL ZONATION
<i>S. sulcata</i> - <i>Pr. kockeli</i>	<i>sulcata</i>	<i>Protognathodus kockeli</i>
Low. <i>Protogn. f.</i>	Late <i>praesulcata</i>	
Upper <i>costatus</i>	Mid. <i>praesulcata</i>	
Middle <i>costatus</i>	Early <i>praesulcata</i>	<i>Bispathodus ultimus</i>
	Late <i>expansa</i>	
Lower <i>costatus</i>		<i>Bispathodus costatus</i>
	Middle <i>expansa</i>	<i>Bispathodus ac. aculeatus</i>
Upper <i>styriacus</i>	Early <i>expansa</i>	<i>Palmatolepis gr. expansa</i>
Middle <i>styriacus</i>	Late <i>postera</i>	<i>Palmatolepis gr. manca</i>
Lower <i>styriacus</i>	Early <i>postera</i>	<i>Polygnathus styriacus</i>
Upper <i>velifer</i>	Late <i>trachytera</i>	<i>Pseudopolygnathus granulosus</i>
Middle <i>velifer</i>	Early <i>trachytera</i>	<i>Palmatolepis r. trachytera</i>
Lower <i>velifer</i>	Latest <i>marginifera</i>	<i>Scaphignathus v. velifer</i>
Upper <i>quadrantinodosa</i>	Late <i>marginifera</i>	<i>Palmatolepis marg. utahensis</i>
Lower <i>quadrantinodosa</i>	Early <i>marginifera</i>	<i>Palmatolepis marg. marginifera</i>
<i>rhomboidea</i>	Late <i>rhomboidea</i>	<i>Palmatolepis gr. gracilis</i>
	Early <i>rhomboidea</i>	<i>Palmatolepis rhomboidea</i>
Upper <i>crepida</i>	Latest <i>crepida</i>	<i>Palmatolepis gl. pectinata</i>
	Late <i>crepida</i>	<i>Palmatolepis gl. prima</i>
Middle <i>crepida</i>	Middle <i>crepida</i>	<i>Palmatolepis termini</i>
Lower <i>crepida</i>	Early <i>crepida</i>	<i>Palmatolepis crepida</i>
Upper <i>triangularis</i>	Late <i>triangularis</i>	<i>Palmatolepis min. minuta</i>
Middle <i>triangularis</i>	Middle <i>triangularis</i>	<i>Palmatolepis del. platys</i>
Lower <i>triangularis</i>	Early <i>triangularis</i>	<i>Palmatolepis triangularis</i>
		<i>Palmatolepis subperlobata</i>

Fig. 11 Biozonazione del Famenniano proposta da Spalletta *et al.* (2017), colonna di destra, messa a confronto con le biozonature precedenti (da Spalletta *et al.*, 2017)

Tutti i campioni studiati sono stati attribuiti alla biozona *Bispathodus ultimus* in base alla presenza del marker da LS 47, il più basso nella successione studiata, sino a LS 51. LS 47 è il campione più ricco di elementi (fig. 10), molti di questi hanno una distribuzione stratigrafica molto ampia, ad esempio *Bi. s. vulgaris*, *Br. inornata*, *Me. strigosa* e *Po. c. communis* sono presenti già dalla biozona *Pa. gr. manca*. La presenza di *Siphonodella praesulcata*, tuttavia dimostra che il campione si trova già nella parte alta della biozona *Bi. Ultimus*.

Il campione LS 48 risulta molto più povero di elementi (ne sono stati individuati solo 27), tutte le specie precedentemente individuate sono presenti in numero minore, mentre alcune non sono state riconosciute; rispetto a LS 47 si osserva la presenza di *Palmatolepis gr. sigmoidalis*, che rappresenta una delle specie con la distribuzione stratigrafica più ampia.

Nel campione LS 49 sono state riconosciuti diversi elementi, 171 in tutto. Oltre alle specie precedentemente individuate è stato riconosciuto *Clydagnatus plumulus*, questa specie è caratteristica di ambiente di mare basso, altro dato che testimonia la tendenza regressiva che ha interessato la regione durante il Famenniano superiore; sono stati individuati anche denti di pesci, riconducibili al genere *Phoebodus* (Elasmobranchi) e alla classe degli Actinopteri.

Il campione LS 50 è poverissimo di elementi riconoscibili, ne sono stati individuati solo due, riconducibili alla specie *Branmehla inornata*.

Nel campione LS 51 sono stati riconosciuti 54 elementi, rispetto a LS 50 non è presente *Branmehla inornata*.

Tutti i conodonti riconosciuti sono di piccole dimensioni, anche l'elemento più grande, *Bispathodus spinulicostatus*, misura solo 2 mm, pertanto, se da un lato è possibile escludere un rimaneggiamento temporale, le forti evidenze della presenza di un ambiente di mare basso, oltre ai numerosi frammenti e barre rinvenuti, indicano un probabile rimaneggiamento laterale dei campioni.

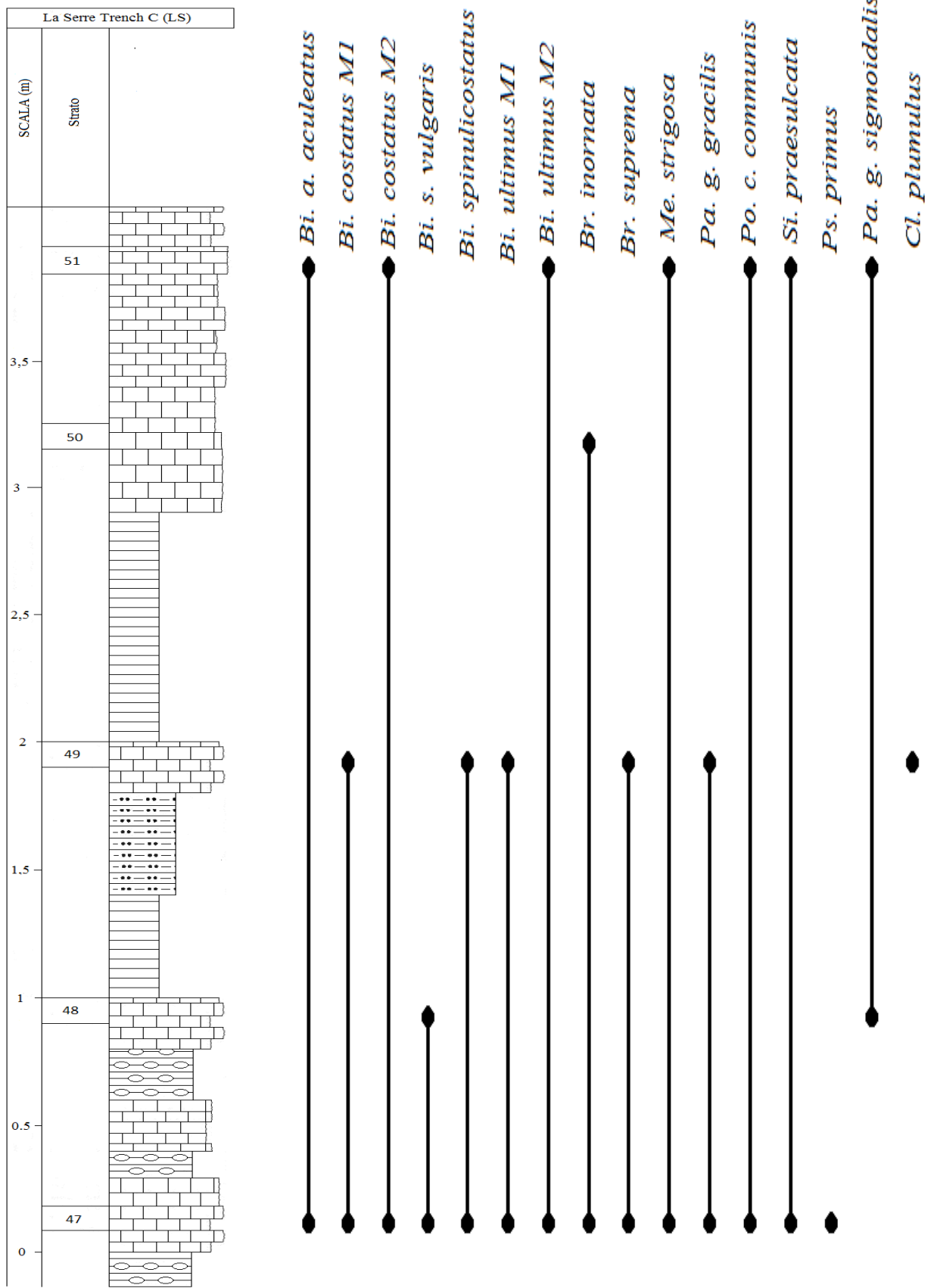


Fig. 12 Colonna stratigrafica della parte campionata della sezione di La Serre Trench C con annessa distribuzione verticale delle specie e sottospecie di conodonti rinvenuti.

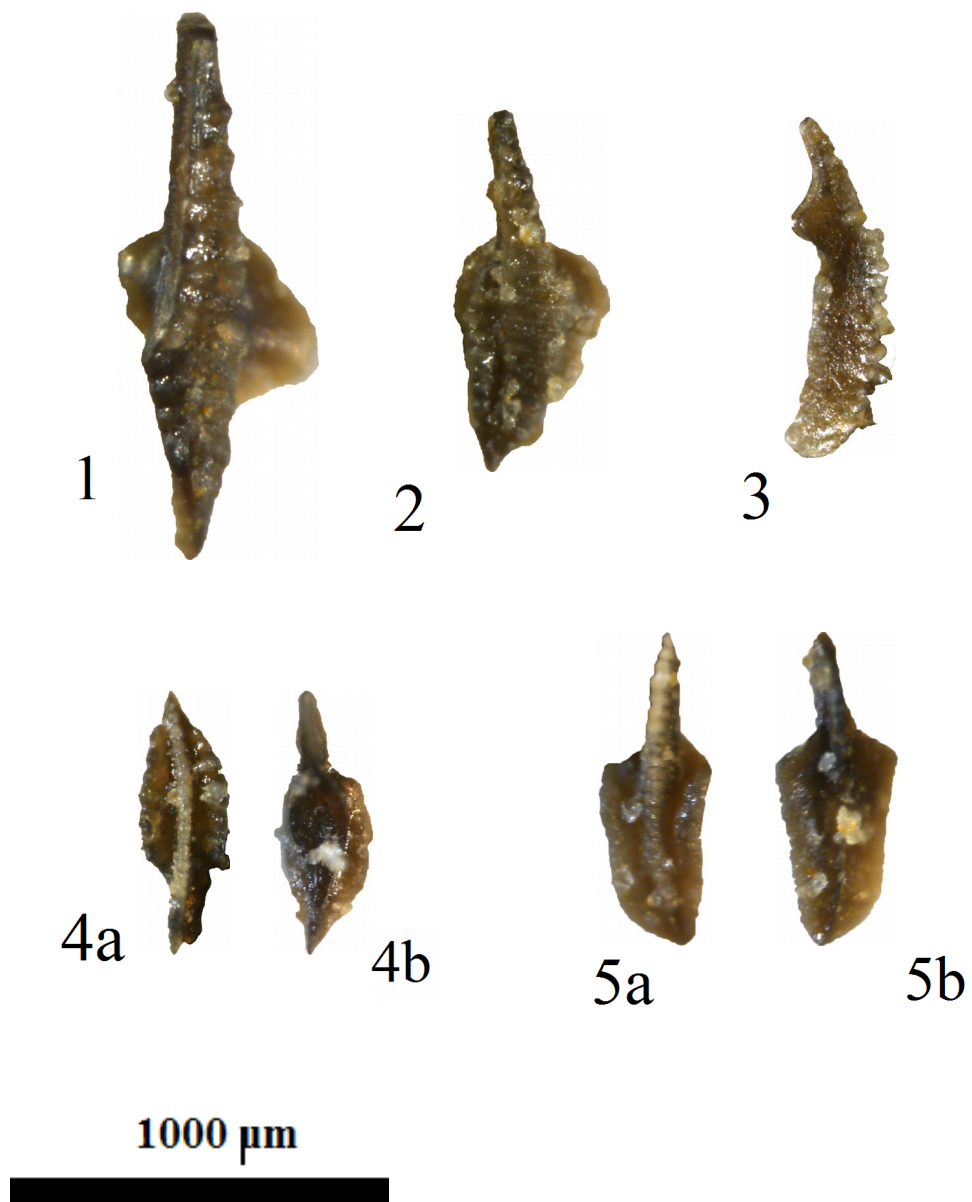


Fig. 13 Foto conodonti sezione La Serre Trench C, tutti provenienti dal campione LS 47: 1 – *Bispathodus spinulicostatus* (Branson); 2 – *Bispathodus ultimus* M2 (Bischoff); 3 – *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson & Mehl; 4(a – b) – *Siphonodella praesulcata* Sandberg, a) vista superiore, b) vista inferiore; 5(a – b) – *Polygnatus communis communis* Branson & Mehl, a) vista superiore, b) vista inferiore;

5. CONCLUSIONI

Grazie allo studio dei conodonti rinvenuti nei campioni provenienti dalla sezione di La Serre Trench C è stato possibile datare i campioni stessi al Famenniano superiore, in particolare è stato possibile attribuirli alla biozona *Bispathodus ultimus* di Spalletta *et al.* (2017).

Inoltre è stato verificato che nella sezione di La Serre Trench C non è presente materiale rimaneggiato di conodonti di tutto il Devoniano Superiore (da varie biozone del Frasniano e del Famenniano sottostanti alla biozona *Bispathodus ultimus*) almeno sino al campione LS 51. Nella sezione stratotipica del limite basale del Carbonifero (sezione di La Serre Trench E'), situata a pochi metri di distanza dalla Trench C, i campioni più alti, anche quelli in corrispondenza del limite, contengono tutti una fauna che comprende conodonti rimaneggiati del Frasniano e del Famenniano. Il rimaneggiamento nella sezione di La Serre Trench E' è presente non solo nei calcari oolitici, ma anche nella parte superiore dei calcari siltoso argillosi e nei calcari micritici del membro superiore della Formazione dei Calcari a Griotte.

In base alla taglia dei conodonti rinvenuti nei campioni studiati, alla presenza di elementi del genere *Clydagnatus*, tipico di acque basse, e dello stato di conservazione degli elementi, spesso frammentati, non si può escludere un rimaneggiamento laterale in un'area in fase di regressione.

6. BIBLIOGRAFIA

Charles N., Faure M. & Chen Y., 2009 – The Montagne Noire migmatitic dome emplacement (French Massif Central): New insights from petrofabric and AMS studies. Université d'Orléans – CNR/INSU – Université François – Rabelais de Tours, Institut de Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), 44 pp.

Cifer T., 2017 – Conodont biostratigraphy, carbonate microfacies, and conodont biofacies around the Devonian/Carboniferous boundary at La Serre Trench C (Montagne Noire, France). Tesi di master, Westfälische Wilhelms – Universität Munster, 93 pp.

Donogue P.C.J., Forey P.L. & Aldridge R.J. 2000 – Conodont affinity and chordate phylogeny *Biological revue*, 75, 191 – 275.

Giusti C., 2016 – Aspect of geodiversity of Palaeozoic limestones in the Black Mountains of southern France, *Acta geographica Slovenica*, 56 – 1, 153 – 170.

Faure M., Lardeaux JM., Ledru P., 2009 – A review of the pre – Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Géosciences*, Elsevier Masson, 341 (2 – 3), pp. 202 – 213.

Feist R., 2003 – Biostratigraphy of Devonian Tropicoryphid trilobites from the Montagne Noire (southern France), *Bulletin of Geosciences*, Vol. 78, No. 4, 431 – 446.

Feist R., in collaboration with Girard C., Kaufmann B., Klapper G., Korn D., Lerosey – Aubril R., Perret M. - F., Schraut G., Spalletta C., Vizcaino D. & Wiederer U., 2002 – The palaeozoic of the Montagne Noire, Southern France. Guidebook of the Field Excursion, IUGS, IGCP 421 North Gondwana mid – palaeozoic Biodynamics and ECOS VIII 8th European Conodont Symposium, University of Montpellier II, 84 pp., Montpellier.

Matte P., 2001 – The Variscan collage and orogeny (480 – 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, Vol. 13, No. 2, 122 – 128.

Janvier P., 2015 – Facts and fancies about early fossil chordates and vertebrates. *Nature* vol. 520, 483 – 489.

Spalletta, C. Perri, M. C. Over, D. J. & Corradini, C. 2017 – Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bulletin of Geosciences*, 92 (1), 31 – 57. doi: 10.1340/bull.geosci.1623.

Sweet W.C. & Donoghue P.C.J., 2001 – Conodonts: past, present, future. - *Journal of paleontology* 75 (6), 1174 – 1184.

Ziegler W. (ed), 1973 – Catalogue of Conodonts, 1, 504 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Ziegler W. (ed), 1975 – Catalogue of Conodonts, 2, 574 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Ziegler W. (ed), 1977 – Catalogue of Conodonts, 3, 440 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Ziegler W. (ed), 1981 – Catalogue of Conodonts, 4, 445 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Ziegler, W. & Sandberg, C.A. & Austin, R. 1974 – Revision of *Bispathodus* group (Conodonta) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous, *Geologica et Palaeontologica* 8, 97 – 112.

