

2.3.3 Colle Cantocchio

Lo studio di questa area, che si colloca nelle zone più occidentali della dorsale lepina, nell'area sud occidentale, a letto del retroscorrimento della Valle di Carpineto, è stato suggerito dalla presenza di una situazione strutturale particolare, già descritta da Cocozza & Praturlon, nel 1966, alla base di un deposito conglomeratico molto cementato che sembra essere tipico dei bacini satelliti in quanto discordante su un substrato già deformato (Figura 2.25).

Il Colle Cantocchio è costituito nel suo insieme dalla monoclinale immergente a NE posta a letto della Carpineto Montelanico e che comprende in affioramento i termini più antichi delle formazioni che costituiscono la struttura lepina, dal Giurassico medio al Cretaceo inferiore. La parte sommitale del Colle Cantocchio è costituita da un complesso che poggia tettonicamente sulle formazioni mesozoiche, aventi un'età al limite tra il Giurassico ed il Cretaceo, ed è da queste separato da un piano di faglia inversa immergente a NE di circa 30° evidenziato anche dalla presenza di una breccia calcarea cataclasica a spigoli.

Il complesso al tetto della faglia inversa è costituito da pochi metri di calcari cretacei del Senonian (Cocozza & Praturlon, 1966) sui quali poggiano in serie le calcareniti mioceniche riferibili al Langhiano - Serravalliano; un *hard ground* glauconitico segna il tetto delle calcareniti ed il passaggio alle Marne a Orbulina. Le marne affiorano per uno spessore di pochi metri, tuttavia hanno generato un assetto morfologico particolare e sono ben localizzabili sul terreno anche a causa di forti ristagni di

acqua. Sono le marne che fungono da livello impermeabile alla base della Grotta dei Pipistrelli che si trova al piede del versante a picco che costituisce la parte sommitale del colle. Al di sopra si osservano, un centinaio di metri di calcaro cretacei del Senonian, molto fratturati al tetto dei quali si trova in contatto discordante un conglomerato poligenico (spesso circa 70 metri) a elementi carbonatici di età dal Cretaceo al Miocene, per il quale non si distingue alcuna stratificazione.

La situazione descritta si può osservare sul versante sud occidentale del colle in quanto sui versanti orientali si vedono una riduzione dei termini inferiori fino ad un contatto diretto tra il conglomerato e la successione mesozoica basale. La conservazione della piccola struttura del Colle Cantocchio si deve alla tettonica distensiva che la separa sui tre versanti dalle formazioni della monoclinale sottostante, l'elemento distensivo più rilevante si colloca sul lato nord orientale del Colle; si tratta di un piano orientato N 110° ed immergente a SW con un angolo di 45 - 50°, e ribassa tutta la struttura del colle rispetto alle rocce del Cretaceo inferiore.

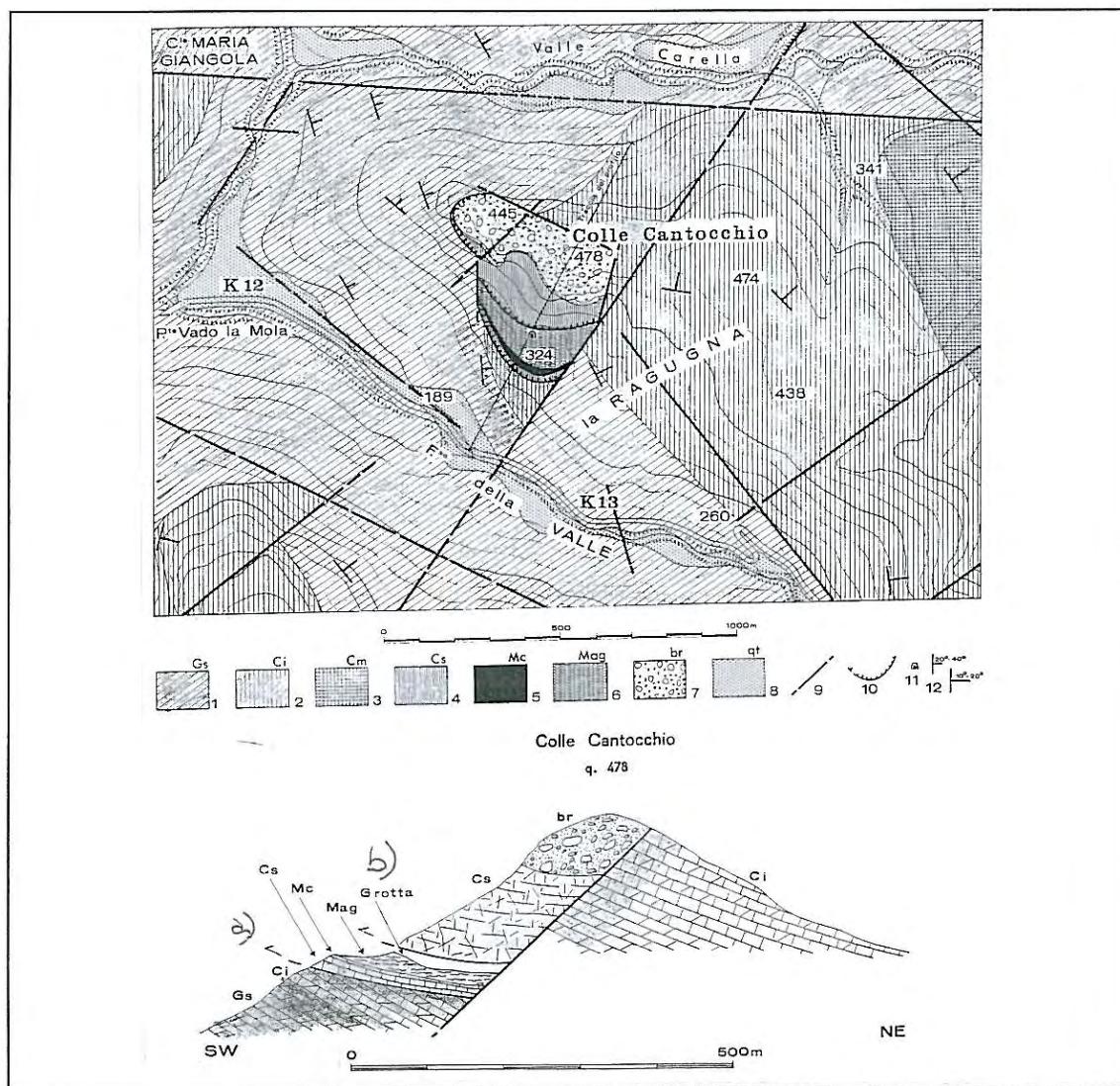
La grotta che si apre al di sopra delle marne, in cui è stata effettuata l'esplorazione e la topografia nel corso del rilevamento (Figura 2.26), segue diverse direzioni chiaramente tettoniche ed è limitata al tetto e lateralmente da piani di faglia. Si vedono infatti due piani di faglia striati: un piano orientato da N 230° 40° a N 220° 55° con strie aventi un *pitch* di circa 120° indicante un movimento transtensivo sinistro (Figura 2.27), ed un piano orientato N 320° 60° con strie dip, *pitch* 90°, che indicano movimento inverso (Figure 2.28 e 2.29).

La grotta termina in corrispondenza della

faglia diretta principale descritta sopra che separa il Colle dalle strutture sottostanti. (Figura 2.30)

Le interpretazioni della situazione descritta sono da approfondire e da inserire nel quadro generale della evoluzione della struttura lepina, tuttavia sembra di nuovo evidente la presenza di una struttura (falda?) superiore, la stessa di cui si hanno indizi nel settore dei *klippen* del Monte Caccume della quale si sono conservate pochissime tracce. Si presume altresì una età di strutturazione tardo - tortoniana, la stessa già discussa per i retroscorimenti.

La presenza delle marne alla base del piano inverso e la loro età apre alcuni dubbi sulla possibilità della presenza di una fase di raccorciamento completamente obliterata dalla tettonica successiva, così come restano da interpretare i depositi conglomeratici che sormontano il colle, che si ritengono tipici di bacino satellite, come spesso si riconoscono in diversi settori dell'Appennino.



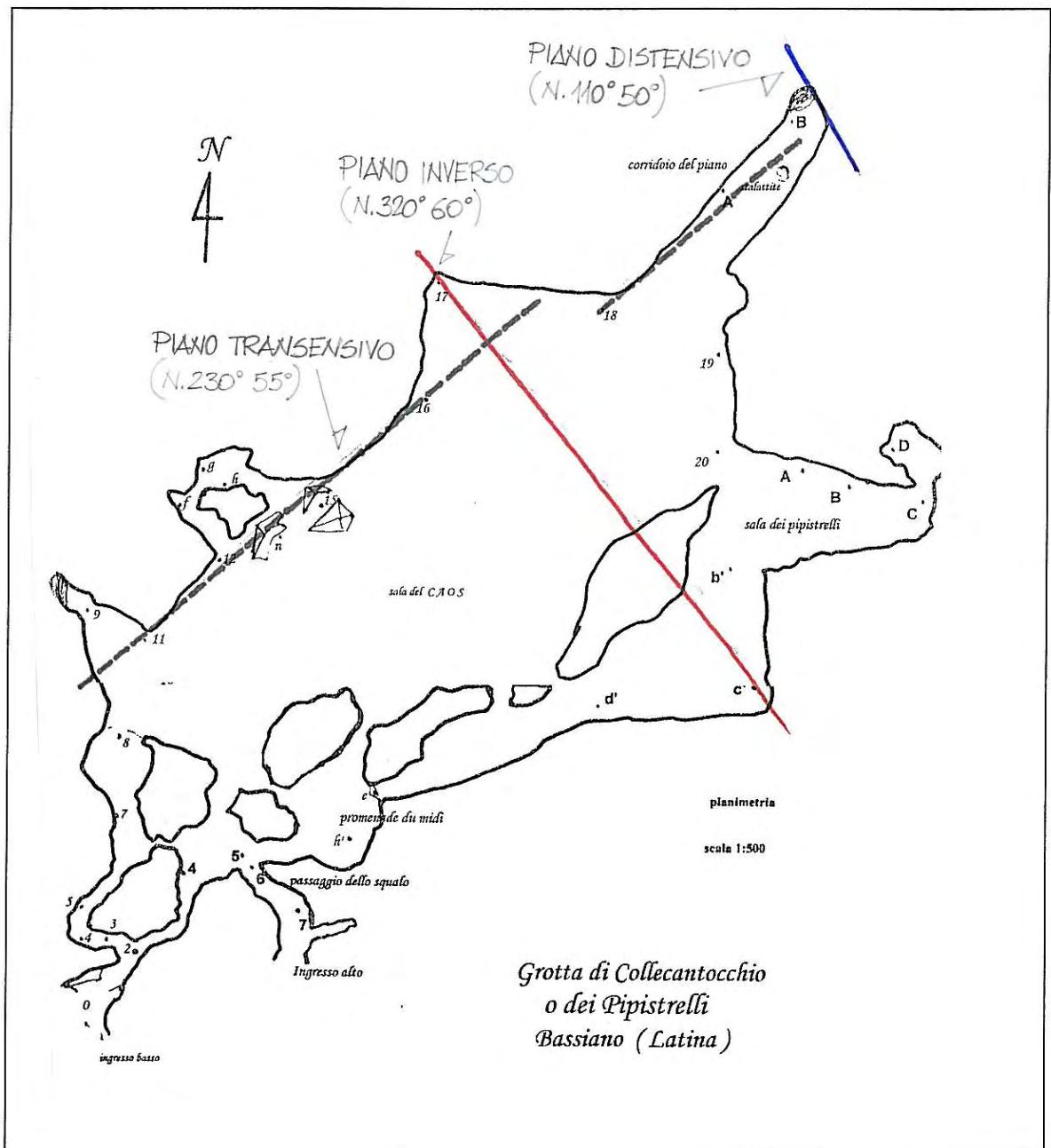


Figura 2.26. Planimetria della Grotta dei Pipistrelli, sulla quale sono state tracciati i piani di faglia principali

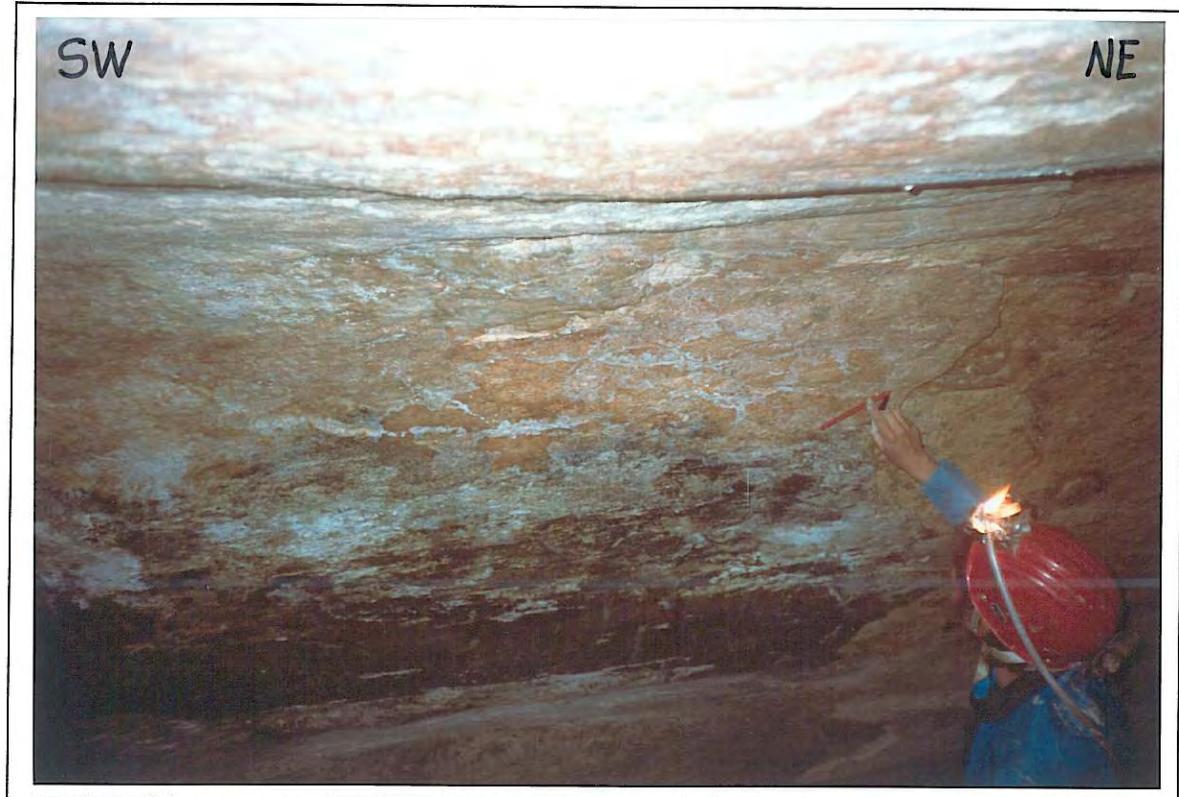


Figura 2.27: Interno della Grotta dei Pipistrelli, che si sviluppa all'interno delle formazioni calcaree del Senoniano: piano transtensivo a verso sinistro (dati nel testo)

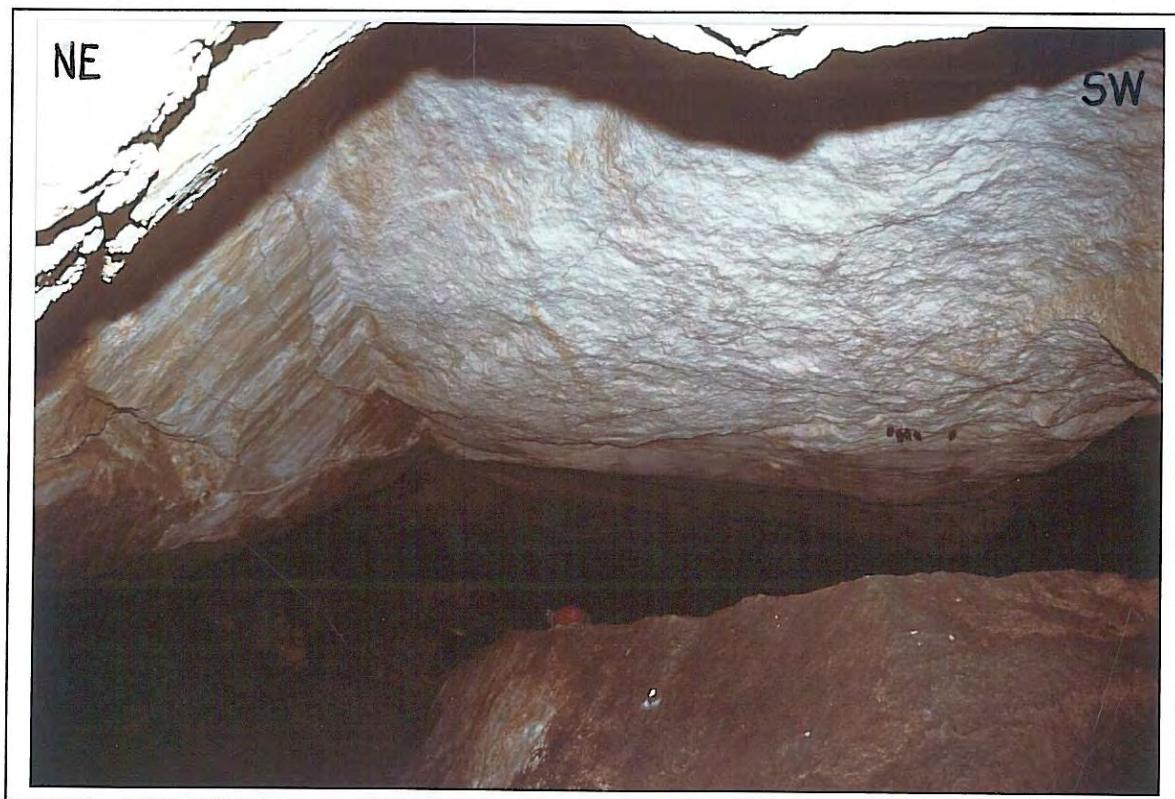


Figura 2.28: Interno della Grotta: piano inverso immergente a nord est ($N 320^{\circ} 60^{\circ}$). si noti che l'inclinazione del piano è maggiore di quella del sovrascorrimento più basso in quota, ed indicato con a), rappresentato nella figura 2.25 il quale avrebbe un andamento "down section" rispetto alle successioni di letto.



Figura 2.29: Particolare del piano inverso della foto precedente in cui sono evidenti gli indicatori cinematici

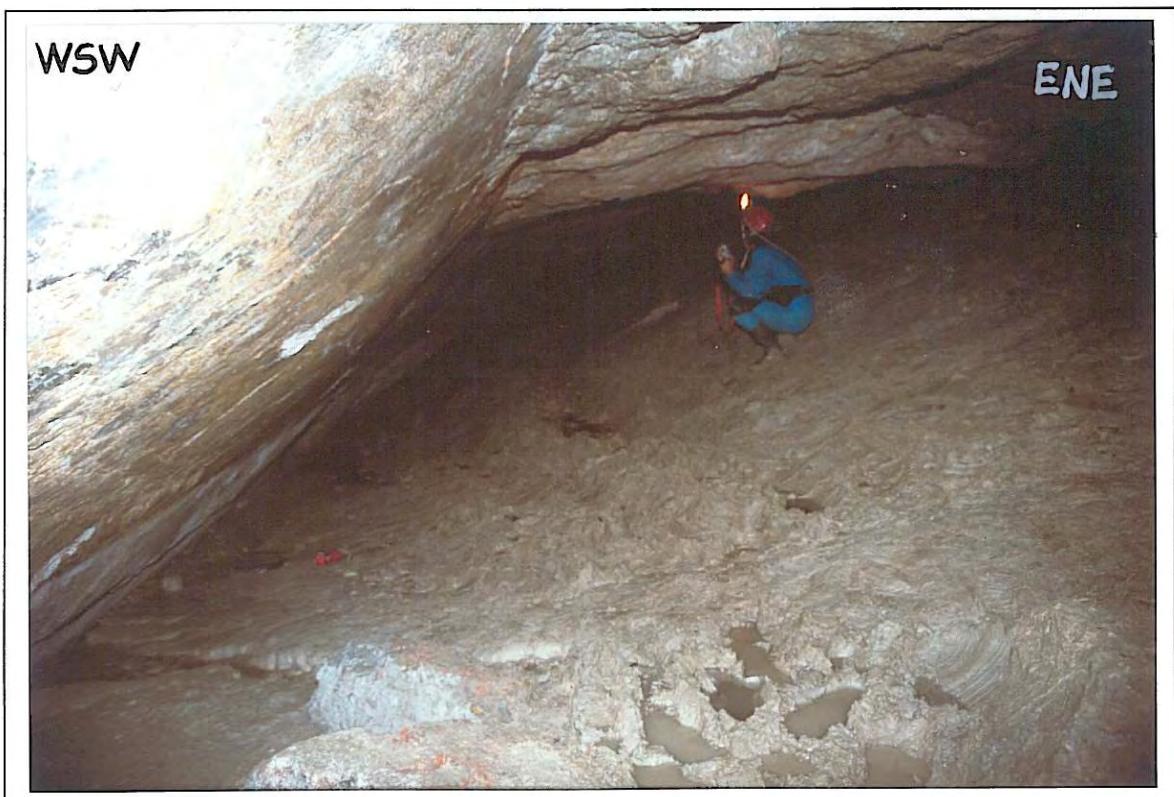


Figura 2.30: Interno della Grotta: piano distensivo posto alla fine della cavità (dati nel testo)

2.3.4 Patrica

Percorrendo la strada che conduce al paese di Patrica si può vedere, all'interno delle rocce del Cretacico superiore, un esempio alla mesoscala di una piega per propagazione di faglia (Figura 2.31) ($N\ 240^{\circ}\ 40^{\circ}$) e più in basso un secondo piano inverso ($N\ 235^{\circ}\ 37^{\circ}$) che produce una piega più grande di cui è ben visibile anche la sinclinale di letto. Si vedono quindi due piani inversi dei quali quello che si genera a profondità maggiore produce una struttura più grande e al

quale si associa un evidente cuneo di Riedel. Si nota inoltre una faglia distensiva ($N\ 290^{\circ}\ 75^{\circ}$) interposta tra la piega anticlinale e la sinclinale che produce una zona intensamente cataclasata spessa almeno 2 metri. Le foto di Figura 2.32 rappresentano quanto descritto.

L'affioramento di Patrica ha una sua importanza particolare in quanto in esso si trovano schematizzate le stesse geometrie che si producono al fronte di tutta la struttura dei Lepini ed il cui riconoscimento è spesso difficoltoso.



Figura 2.31: Affioramento lungo la strada per Patrica (primo tornante) dove si può osservare alla mesoscala una struttura piegata del tipo Piega per propagazione di faglia. Le rocce interessate dal piegamento sono quelle delle successioni di piattaforma del Cretacico superiore.

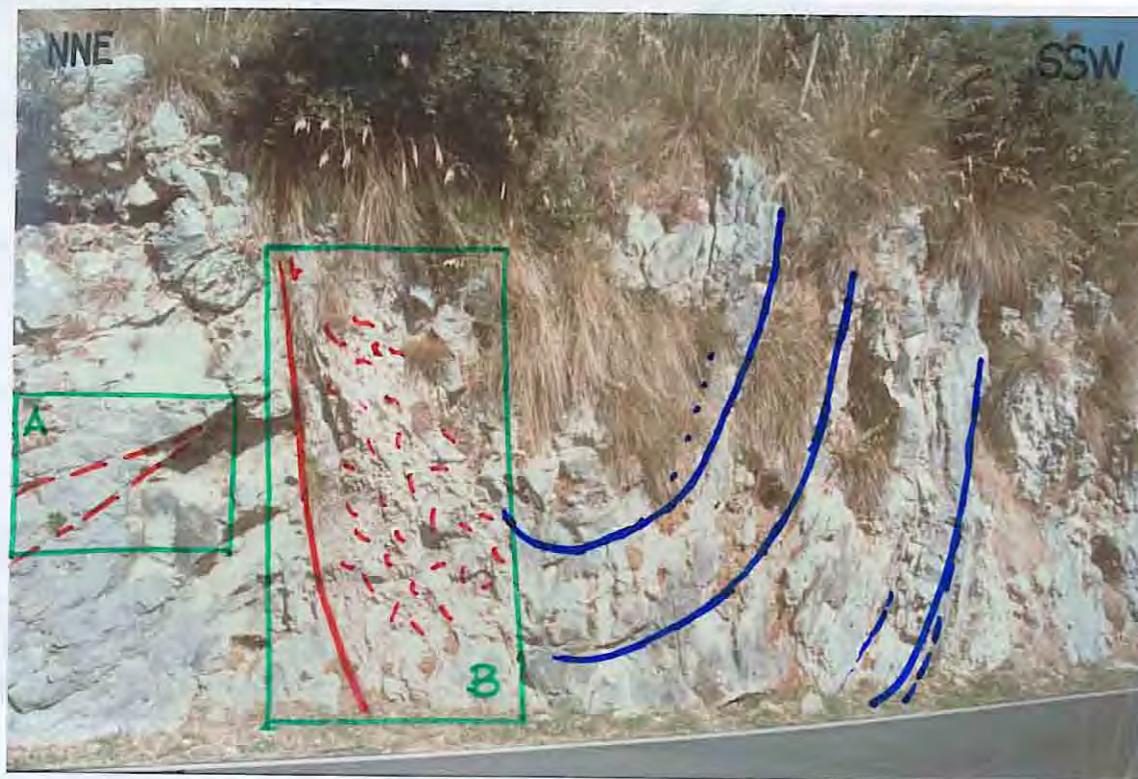


Figura 2.32 - Località Patrica, nelle foto si notano la faglia diretta a tergo della sinclinale, ed immersante verso essa. L'ampia fascia cataclasica ed il cuneo di Riedel ad essa associati (dati nel testo).



Figura 2.33. Panoramica del settore frontale dei Monti Lepini in prossimità dell'abitato di Morolo, sulla foto sono stati evidenziati il piano di fogna, interpretato come disensivo, e le giaciture degli strati.

2.4 Sintesi dell'assetto strutturale dei settori della Pianura Pontina e dei Monti Lepini

Si possono distinguere tre unità tettoniche che dai settori più occidentali sono: l'unità dei Lepini sud occidentali, l'unità dei Lepini nord orientali, e l'unità della Valle del Fiume Sacco (Figura 2.34).

La prima unità è costituita da una monoclinale immergente a NE con pendenze non superiori ai 35° ed è costituita dalla successione carbonatica della piattaforma Laziale Abruzzese dal Giurassico inferiore al Miocene. All'interno di questa unità è evidente la tettonica distensiva sin e post traslazione del prisma che ribassa in particolare i settori occidentali, secondo direttive da meridiane ad appenniniche, che presentano rigetti elevati. L'unità sud-occidentale si trova geometricamente al di sotto della adiacente unità nord orientale, e comunque al tetto della unità della Valle del Sacco.

L'unità dei Lepini nord orientali è la più estesa e comprende, in affioramento, termini della successione meso cenozoica dal Cretaceo inferiore al Miocene medio. Essa si presenta, alla scala macrostrutturale, come una anticinale dal fianco orientale verticale e rovesciato in alcuni settori. La suddetta anticinale presenta un'ampia area di cerniera (con strati circa orizzontali) ad ovest della quale si trova una struttura monoclinale immergente verso nord est. Si tratta probabilmente di una geometria derivante dal retroscorrimento lungo l'asse Segni, Montelanico, Carpineto e Roccagorga che si è attivato durante le fasi di strutturazione del fronte della Valle Latina, o subito dopo deformando le

geometrie esistenti. Il piano di retroscorrimento immerge a NE e segue la stratificazione. Fanno eccezione alcune aree dove sono presenti al tetto del retroscorrimento strati piegati e verticalizzati immersenti a SW (Località Occhio di Bue e Cerceda). (Figura 2.24)

L'unità dei Lepini nord orientali è tettonicamente sovrapposta a quella occidentale attraverso il retroscorrimento Carpineto Montelanico, ed in ultima analisi costituisce una struttura a *pop-up* alla scala regionale, che si sviluppa da Segni a Roccagorga.

Le suddette unità si collocano al tetto della più esterna unità della Valle del Sacco dalla quale sono separate da un piano di sovrascorrimento principale, che rappresenta il fronte appenninico del Tortoniano medio e superiore (Figura 2.33). Come osservabile nel settore tra Gorga e Morolo, al sovrascorrimento principale sono associati altri piani inversi.

La struttura frontale è assimilabile ad una piega per propagazione di faglia, in quanto, come rappresentato nella sezione (Figura 2.34), si riconoscono, al tetto del sovrascorrimento, strati da verticali a rovesciati e, al letto, una sinclinale asimmetrica con il fianco occidentale verticalizzato o rovesciato, questa piega è stata successivamente disarticolata dalla tettonica distensiva che ha prodotto il ribassamento dei settori dove si era impostata la sinclinale di letto del sovrascorrimento frontale. Le osservazioni che derivano dai dati della gravimetria confortano questa tesi (vedi paragrafo gravimetria) se si considera il minimo gravimetrico relativo posto proprio al fronte della struttura e dovuto con grande probabilità alla presenza dei sedimenti clastici al di sotto dei litotipi carbonatici.

Página LATINA N° 400 II

F. LATDNE

Paglia CECCHANO N° 401 DW

Coordinate
40° 24' 00"
12° 57' 06"

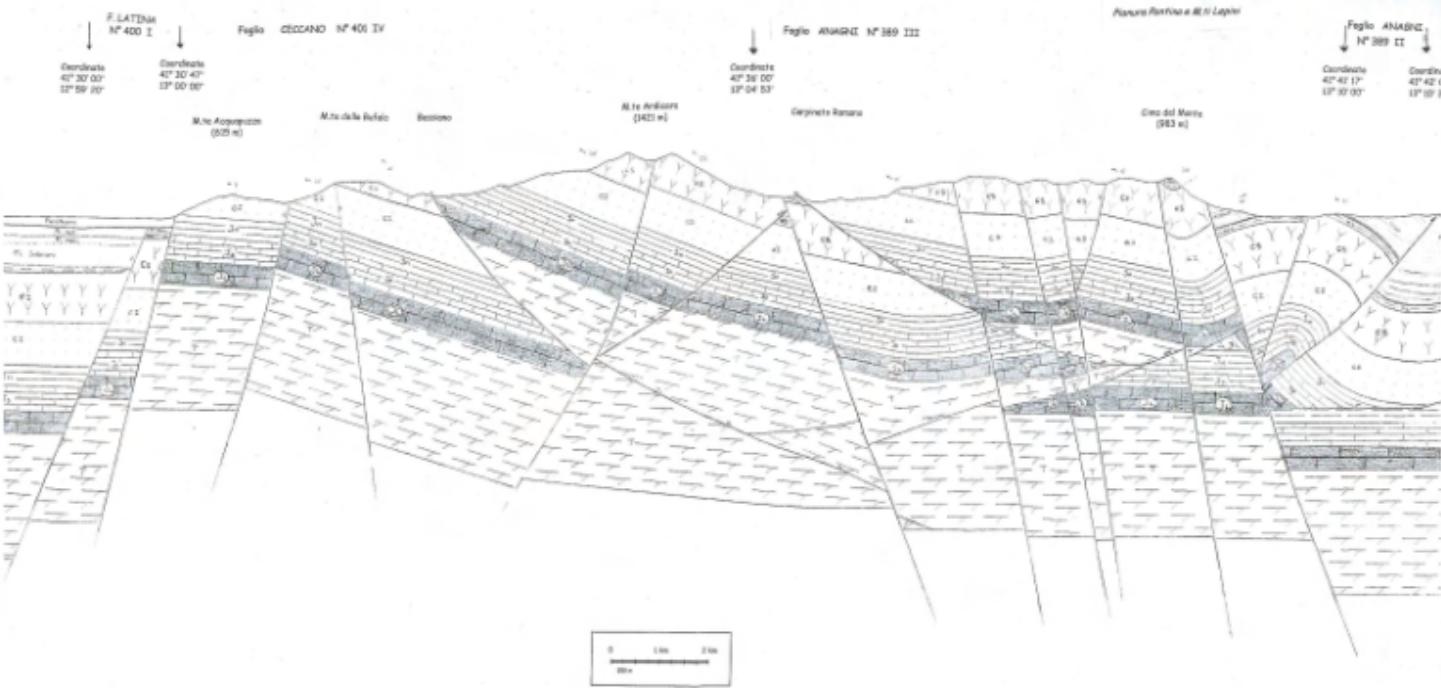
10

Coordinates
31° 30' 47"
07° 00' 50"

PAULINA FORTINA
RIZA LERROS

	Abstimmung		Gefärbte sepiatinte
	Reisen außen		Gefärbte schwarze
	Reisen innen		Zweckreise
	Reisen allein		Reisezeit länger
	Reise		Reisezeit kurz
	Reise & Reisen		Reise

0 1km 2km
20m



2.5 Sintesi dei dati gravimetrici

Le aree della Pianura Pontina e dei Monti Lepini sono state ampiamente studiate da un punto di vista dell'andamento del campo gravimetrico (Tribaldo, 1952; Di Filippo, 1978; Di Filippo *et alii*, 1980; Di Filippo *et alii*, 1986).

In questa sede saranno discussi i risultati ottenuti dagli Autori considerando insieme i settori della Pianura Pontina, della dorsale lepina e della Valle Latina.

Tribaldo (1952) ha condotto una ricerca gravimetrica di dettaglio nella Pianura Pontina e ha considerato l'andamento del campo totale (carta delle isoanomale di Bouguer) distinguendolo dall'andamento delle anomalie depurate dall'effetto del campo regionale (questo è eliminato per mezzo di un filtro matematico), che potrebbe obliterare il reale andamento delle strutture profonde (carta delle anomalie residue) (Figura 2.35). Confrontando le due figure si osserva una sostanziale coincidenza delle strutture individuate dalla gravimetria anche a meno dell'influenza del campo regionale, ad indizio che in questo settore hanno scarsa rilevanza le strutture complessive legate alle coperture sedimentarie deformate nel prisma di accrescione, e prevale una deformazione successiva che sembra essere a carattere distensivo e che interessa anche la crosta profonda.

Si nota che l'andamento del campo gravimetrico presenta un aumento pressoché uniforme da NE a SW, che si può considerare dovuto ad una presenza di materiale a densità maggiore della densità delle coperture sedimentarie, in zone superficiali. Sono presenti

un'anomalia negativa ad asse antiappenninico NE SW e ad ovest di questa un'anomalia positiva avente asse con direzione variabile da SW - NE nei settori interni a N - S nei settori costieri.

Altri Autori (Di Filippo *et alii*, 1978, 1980, 1986) hanno proposto modelli bidimensionali della Pianura Pontina, Monti Lepini e della Valle Latina dai dati della gravimetria.

In generale, analizzando le anomalie di Bouguer, si nota un decrescere dei valori di gravità spostandosi dal Tirreno ai settori appenninici. C'è accordo nel considerare i valori positivi della gravità, fino a +250 mGal, legati al minore spessore crostale in zona tirrenica ed alla presenza di una Moho superficiale. Anche in questo caso sono stati separati il campo regionale e l'andamento delle Anomalie di Bouguer. Si ricorda che queste ultime hanno una scala crostale e mostrano andamenti generali poco confrontabili con le singole strutture. Volendo individuare delle curve adatte al confronto con le geometrie che si osservano sul terreno, occorre sottrarre alle Anomalie di Bouguer (AB) il campo regionale del primo ordine.

Andamento delle AB e fascia delle isoanomale (Di Filippo *et alii*, 1986)

Nella carta gravimetrica del Lazio riportata in figura (Figure 2.36 e 2.37) si osserva, accanto alla diminuzione dei valori dalla costa all'interno, un elemento di rilievo costituito da una fascia di isoanomale in cui il gradiente gravimetrico raggiunge i 5/6 mGal per Km. Questa fascia borda ad E e a NE le dorsali carbonatiche dei Monti di Amelia, Monte Soratte, Monti Cornicolani, in facies di bacino o sabina, e quelle dei Monti Lepini, Ausoni e

Aurunci in facies di piattaforma. Essa può essere interpretata come elemento separatore tra l'area tirrenica ad anomalie positive e l'area appenninica ad anomalie negative. La rapida variazione della gravità sembra collegata alla maggiore profondità del basamento metamorfico verso E NE, dove prevale l'influenza delle coperture sedimentarie deformate ed impilate nel prisma di accrescione.

Una ulteriore considerazione merita l'andamento delle AB nell'area della Pianura Pontina dove si osservano anomalie chiuse ed allungate nelle direzioni NS e NW – SE (Di Filippo *et alii*, 1980). Questi *trend* non seguono quelli classici appenninici e confermano ancora una volta il carattere profondo della tettonica distensiva, legata all'arretramento flessurale e responsabile dell'apertura del bacino tirrenico. Per questo si osserva, a diverse scale, che le faglie dirette tagliano tutte le strutture complessive secondo direzioni che sono indipendenti e svincolate dalle caratteristiche elastiche e reologiche delle successioni sedimentarie incontrate.

Andamento del campo regionale (Di Filippo *et alii*, 1980)

Il campo regionale del 1° ordine rappresenta gli effetti prodotti da corpi estesi e profondi ed è costituito da isoanomale sub parallele a direzione appenninica i cui valori decrescono dalla costa tirrenica alle aree interne con un gradiente elevato in prossimità della costa e decrescente verso NE. Si può supporre che il profilo costruito sulla base della carta degli Autori (Figura 2.38) sia rappresentativo delle variazioni della profondità del tetto del basamento cristallino che risulta approfondirsi procedendo da W a NE e da nord a sud.

Andamento delle Anomalie Residue n-1: modello bidimensionale dei M.ti Lepini (Di Filippo *et alii*, 1980)

Uno studio delle anomalie residue si rende necessario volendo evidenziare le geometrie vincolate alle zone superficiali e non influenzate dalla presenza dei corpi profondi. Queste si ottengono, come già detto, sottraendo il campo regionale alle AB.

La carta delle anomalie residue del Lazio, sulla quale è stato costruito il profilo della (Figura 2.39), mostra con maggiore chiarezza l'andamento delle strutture superficiali, soprattutto nell'area tirrenica dove il gradiente del campo regionale è molto alto, nel modello bidimensionale proposto da Di Filippo si individuano tre zone principali: Pianura Pontina e Valle Latina in cui prevalgono valori negativi delle anomalie residue e la dorsale dei Monti Lepini che costituisce una fascia di valori positivi. (Figura 2.40)

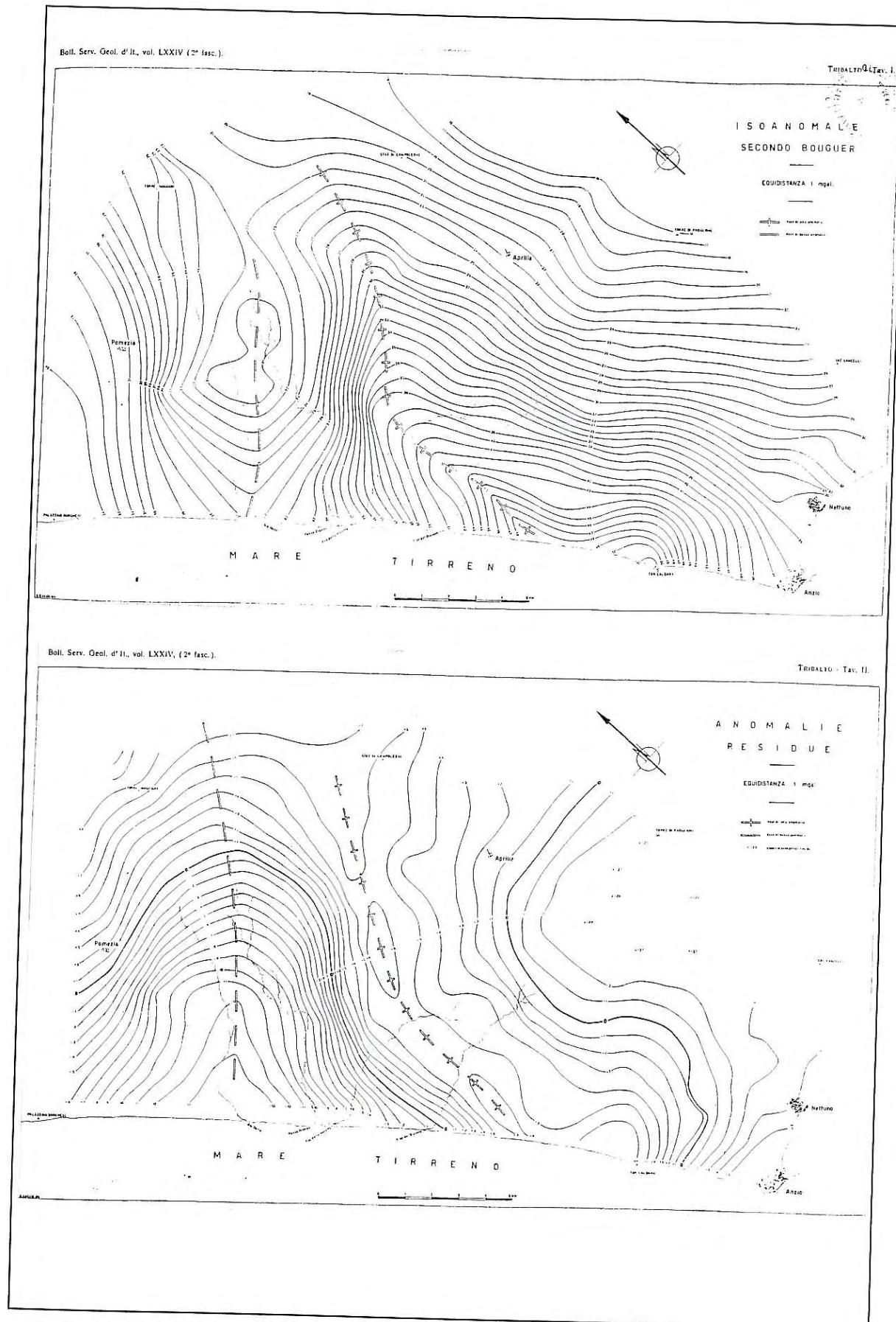


Figura 2.35: Carte gravimetriche da Tribaldo, 1952.

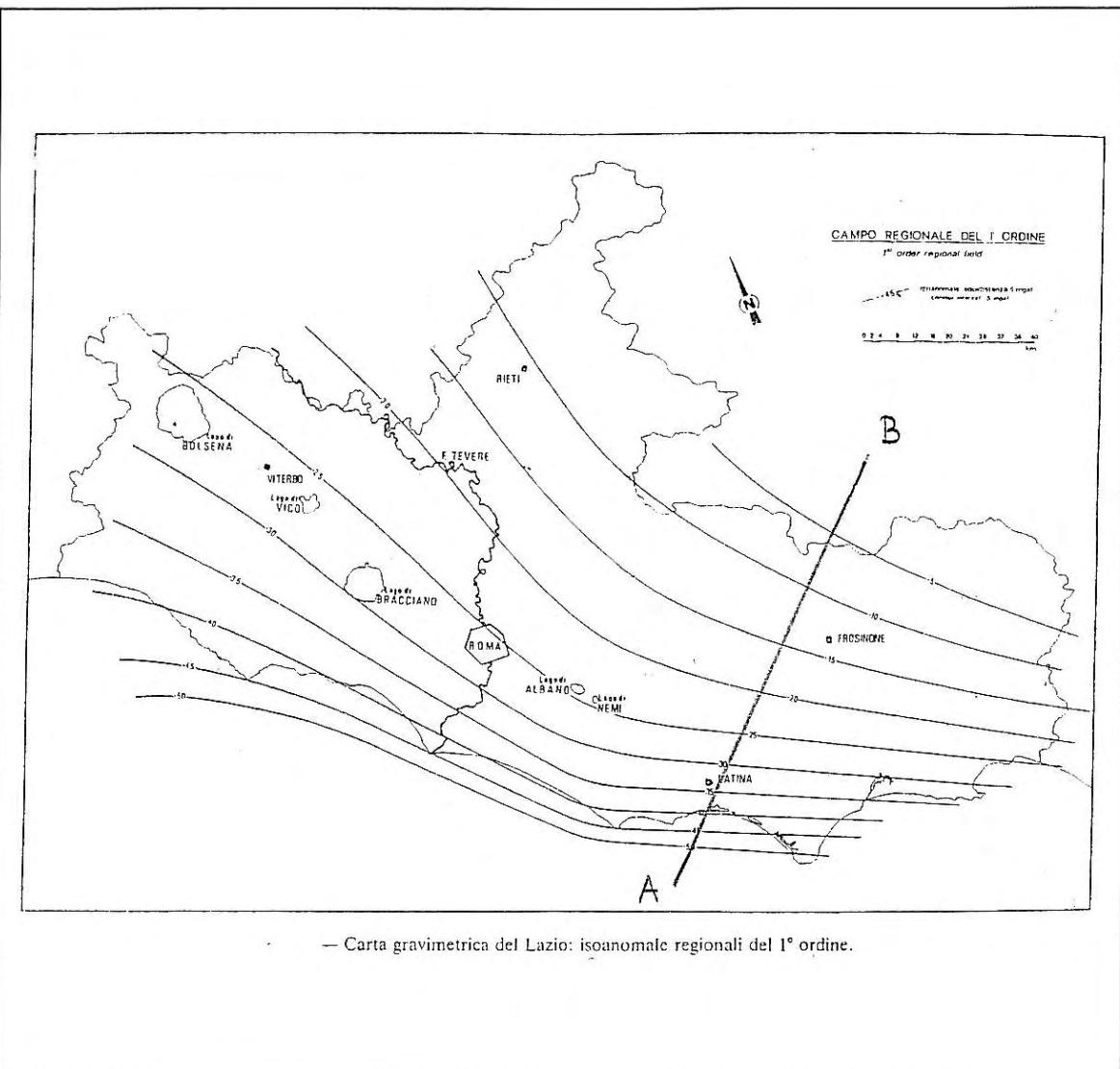


Figura 2.36: Carta delle Isoanomale regionali del I ordine su cui è rappresentata la traccia delle sezioni delle figure 2.38 e 2.39, da di Filippo & Toro, 1980.

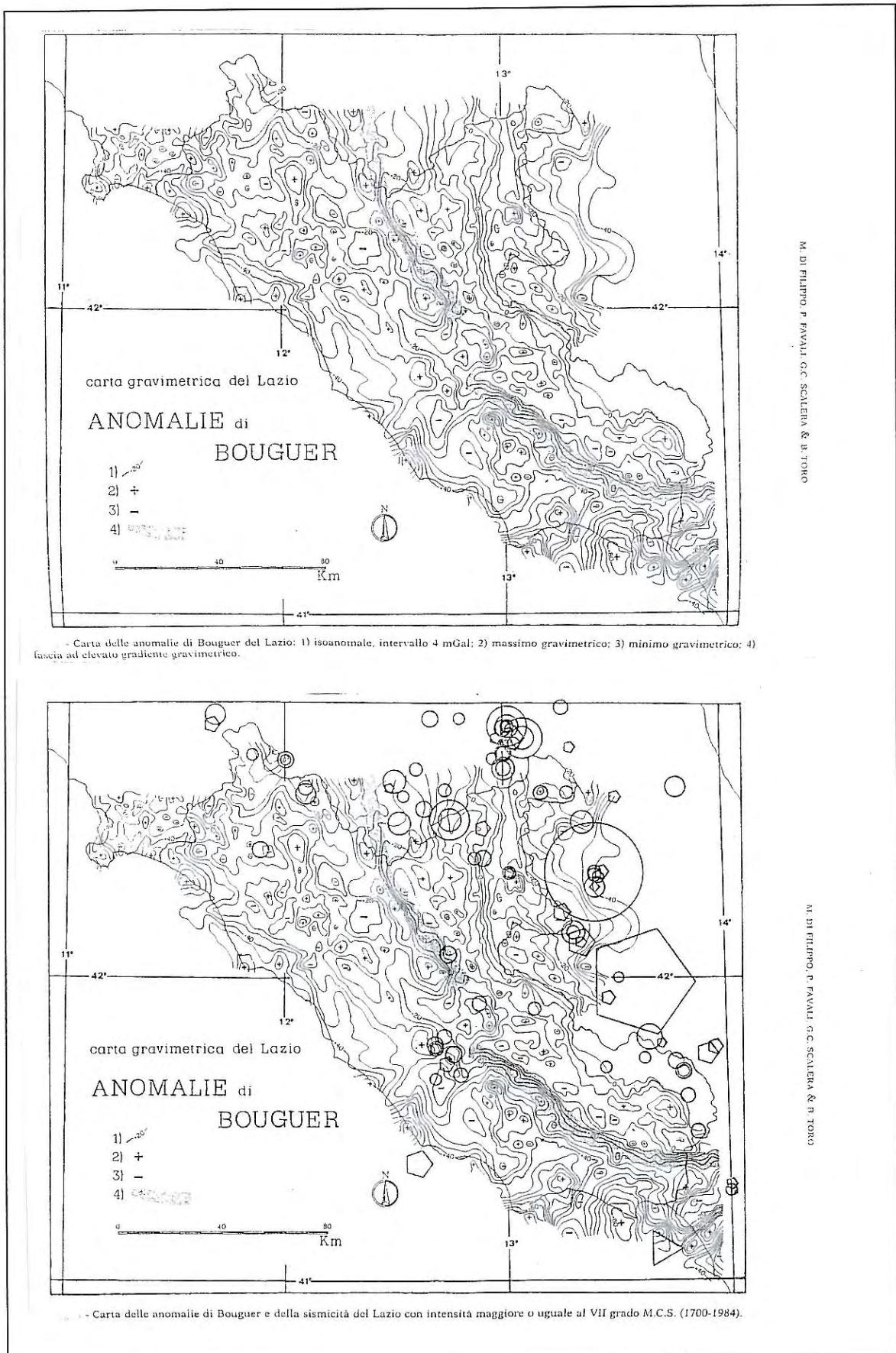


Figura 2.37: Carte gravimetriche del Lazio, da di Filippo et alii., 1986.

Figura 2.38: Sezione dell'andamento del campo regionale del 1° ordine costruito lungo la traccia AB riportata in figura 2.36.

Anomalie di Bouguer e Campo Regionale del 1° ordine

Costruita lungo la traccia della sezione utilizzando i dati da Di Filippo e Toro 1980

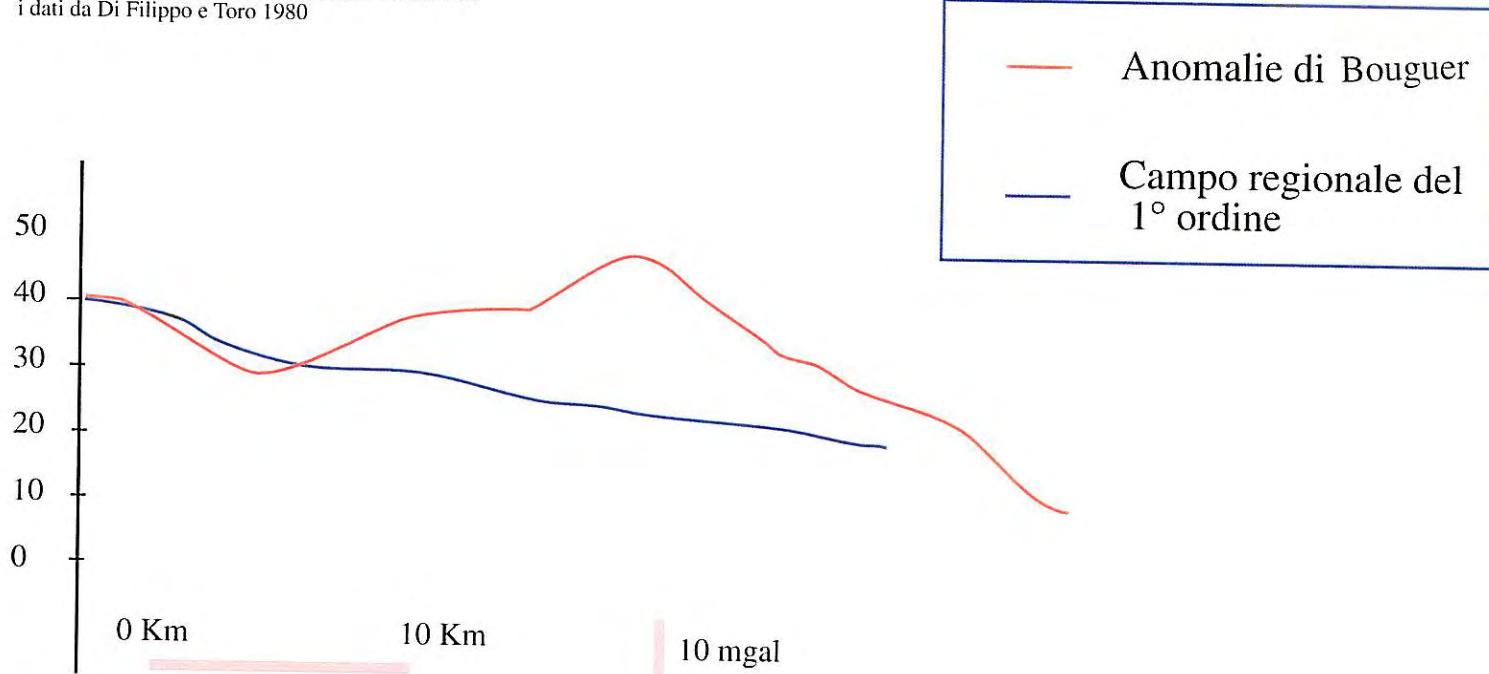
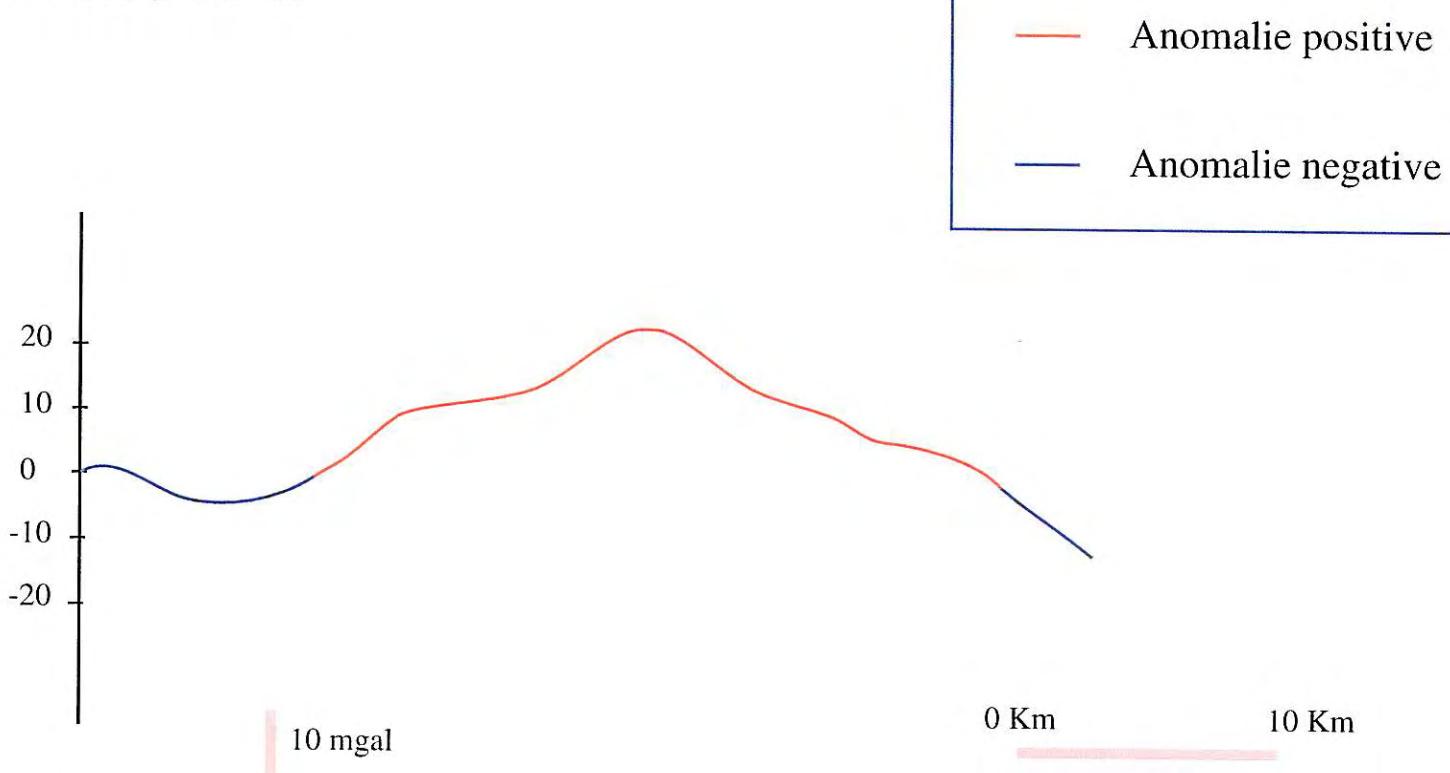


Figura 2.39. Sezione dell'andamento delle anomalie residue n-1 costruita lungo la traccia AB riportata nella figura 2.36.

Anomalie Residue n-1

Costruita lungo la traccia della sezione utilizzando i dati da Di Filippo e Toro 1980



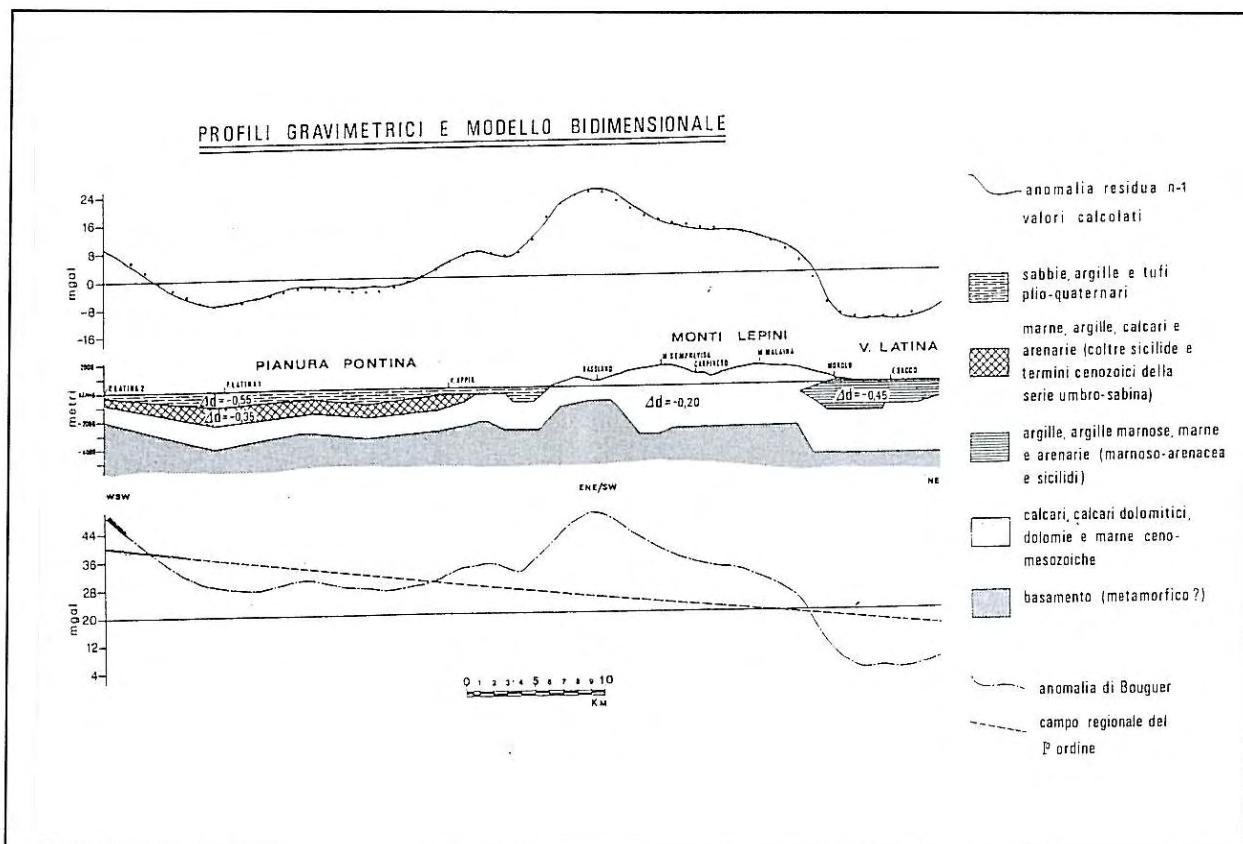


Figura 2.40: Profili gravimetrici della Pianura Pontina e dei M.ti Lepini, da di Filippo, 1978.

3. Area compresa tra la Valle Latina e la Piana del Fucino

Il settore di catena compreso tra il fronte dei Monti Lepini e la conca del Fucino si presenta articolato in aree depresse e montuose: Valle del Sacco, Monti Ernici, Monti Simbruini e Valle del Liri.

Lo studio di questo settore è reso complicato dalla mancanza di buoni dati di terreno per le aree depresse. I dati utilizzati nella Valle Latina sono quelli dei sondaggi per la ricerca di idrocarburi (quali Pozzo Frosinone e Pozzo Gavignano la cui stratigrafia è sintetizzata nelle colonne riportate nelle figure 2.8 e 2.9 del capitolo precedente). Per il Fucino le conoscenze si limitano a pochi sondaggi piuttosto superficiali che tagliano per lo più i sedimenti lacustri e forniscono la profondità del substrato carbonatico, inoltre è stato possibile ricavare dei dati da alcune linee sismiche (Cavinato et alii, 2002).

Il rilevamento di terreno è stato utilizzato per ottenere dati nei settori montuosi: la sezione taglia le dorsali dei Monti Ernici, Simbruini e M.te Salviano

La stratigrafia dell'area è ampiamente descritta in letteratura e si può fare riferimento ai lavori di Damiani (1975; 1990; 1991) e Damiani *et alii* (1991; 1991/92). In questa sede si riferiranno i dati raccolti nel corso del rilevamento geologico. Nella figura 3.1 è riportata la colonna stratigrafica di sintesi di questi settori.

3.1 Da Guarcino a Campo Catino

Nell' altura di Campo Catino si possono facilmente osservare, alla scala dell'affioramento, pieghe dal fianco frontale verticale e pieghe rovesciate aventi assi appenninici. La giacitura misurata sul fianco verticale delle pieghe è N 330° 70° (Figura 3.4); in questo sito sono stati prelevati i campioni CPC1 e CPC2. In prossimità dell'edificio ENAL (Figure 3.5 e 3.6) si vedono piani inversi con giacitura N 320° 35° (nota 1, pagina 23) associati a strutture a piega simili a quelle appena descritte ma con vergenza opposta. Si suppone che l'elemento producente queste strutture alla mesoscala sia alla base di Monte Vermicano (Figura 3.7), dove le giaciture degli strati misurate sono N 260° - 270° 35°, e che non sia il piano tettonico principale di questo settore. Tuttavia sono necessari ulteriori approfondimenti in questa area per poter delineare un quadro meno confuso. Per ora le geometrie misurate lasciano pensare che il piano suddetto sia un piano di retroscorrimento. Presso Picco Paradiso si osserva una faglia N 300° 60° che ribassa i calcari cretacei (CPC4) aventi giacitura N 320° 25°, portandoli a contatto con una formazione di calcari scuri e nodulari in bancate metriche (CPC3) aventi una giacitura N 260° 35°. Un approfondimento si può avere osservando il sistema di faglie dirette e coniugate su cui si imposta la cavità carsica Gemma Gresele (Figura 3.2) il cui piano principale è diretto N 150° 50° (Figura 3.3); la giacitura degli strati in grotta è N 300° 45°.

Percorrendo la strada che dall'abitato di Guarcino conduce a Campocatino si trovano in

Colonna stratigrafica di sintesi delle successioni pre e sin orogeniche dei Monti Simbruini

Sintesi dei dati di Damiani et alii, 1992



Tortoniano Messiniano: Alternanze di argille e arenarie gradate
Spessore minimo: 500 m

Serravalliano sup. Tortoniano : arenarie a orbolina Spessore: 40 m

Langhiano Serravalliano : Brecce della Renga, brecce poligeniche e poco evolute e scarsamente classate, con clasti a spigoli vivi immersi in abbondante matrice carbonatica che verso l'alto assume composizione silicoclastica
Spessore: fino a 400 m

Turoniano - Campaniano: mudstone e wackestone in strati decimetrici di colore nocciola chiaro alternati a dolomie anche cristalline. Faune a Gasteropodi, Rudiste, Miliolidi e Nummoloculina. Al tetto si trovano anche Accordiella conica e Dycichina. Ambiente di laguna
Spessore complessivo: 620 m

Aptiano - Cenomaniano: mudstone e wackestone prevalenti di colore nocciola in strati molto sottili. Nell'Aptiano è presente un episodio argilloso a orbitofine. Nella parte sommitale si osserva la presenza di livelli detritici e brecciatii. In associazione Alge, Thaumatoporella, Miliolidi, Cuneoline, Nezzazzata
Ambiente di laguna
Spessore complessivo: 570 m

Berriasiano - Barremiano: dalla base i primi 100 m sono costituiti da wackestone ciclicamente alternati a orizzonti tipo grainstone, seguono circa 300 m di calcar dolomitizzati a tessitura fangosostenuta e dolomie scure laminate talora fetide depositisi con carattere ritmico; i successivi 420 m sono rappresentati da mudstone calcareo dolomitici e, verso l'alto, calcarei in strati pluridecimetrici tipici di sedimentazione ciclica di ambiente subtidale. Associazioni con Characeae, Coprolitus, Salpingoporella annulata, Clypeina solkani Ambiente di laguna da sub tidale a intertidale con rari episodi di emersione. Spessore complessivo: 820 m

Malm: alternanze di wackestone in strati decimetrici con plighe dolomitizzate, noduli algali arrossati e dolomie laminate. Verso il tetto aumenta la componente dolomitica, ed è presente dolomia di colore grigio da laminata a massiva. Sono caratteristici Thaumatoporella, Salpingoporella annulata, Clypeina jurassica, ostracodi. Ambiente di laguna interna
Spessore: 300 m

Dogger: nei primi 100 metri sono presenti calcari a tessitura fangosostenuta ben stratificati in strati di spessore inferiore al metro; segue un membro spesso intorno ai 200 metri denominato "unità oolitica" e costituito di calcari granulosostenuti variamente dolomitizzati organizzati in strati spessi. Si hanno mudstone e wackestone di colore da nocciola scuro a rossastro e subordinati livelli oolitici. Ambiente ad energia variabile da medio ad alta .
Spessore complessivo: 680 m

Lias: brecce poligeniche fortemente eterometriche, con clasti anche di grandi dimensioni, di natura essenzialmente dolomitica. Verso il tetto sono presenti noduli di selce nera e si assiste ad una graduale tendenza ad assumere un aspetto stratificato. Al tetto 120 metri di dolomie cristalline di colore scuro e ricche in selce nera in liste e noduli.
Spessore complessivo: 520 m

Trias: Form.ne di Fonte Santa e Form.ne di S. Antonio; dolomie finemente cristalline stratificate in banchi decimetrici o in strati centimetrici e di colore scuro per la presenza di sostanza organica; sono presenti episodi di brecce spessi fino a 100 metri. Contengono resti di vegetali continentali, (tra cui Brachiphyllum), bacilli, pesci, coproliti e alghe dasycladaceae. Ambiente: da sabka a ambiente francamente marino.
Spessore secondo i dati disponibili: 875 m

Figura 3.1

affioramento le successioni della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese con giacitura degli strati N 300° 45°.

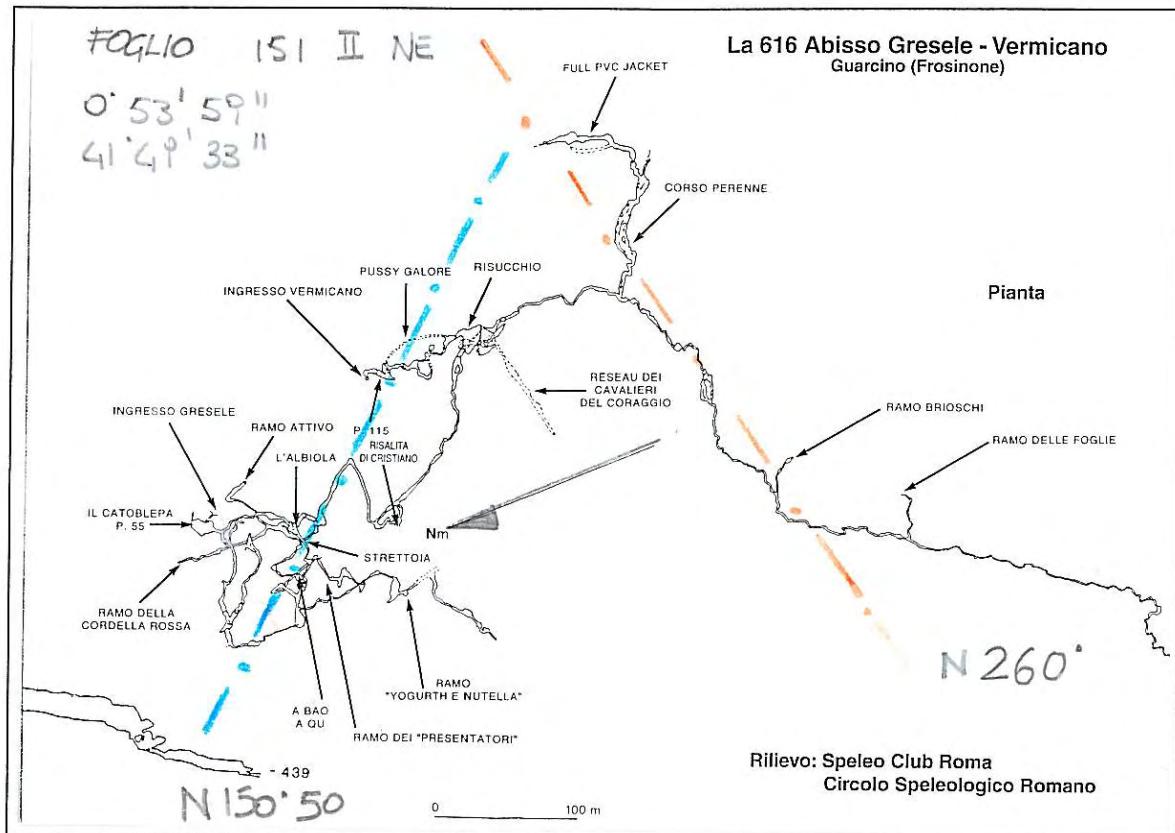


Figura 3.2: Topografia (pianta) della cavità Gemma Gresele, in cui sono state tracciate le direzioni delle faglie principali



Figura 3.3: Piano di faglia distensivo, diretto N 150° 50°, su cui si imposta una delle gallerie della cavità Gemma Gresele



Figura 3.4: Località Campo Catino: piega rovesciata con vergenza verso est all'interno delle formazioni del Cretacico superiore



Figura 3.5: Strutture inverse a vergenza normale cui si associano anche strutture retrovergenti, le rocce interessate dalla deformazione appartengono alle formazioni del Cretacico superiore (Località Campo Catino).

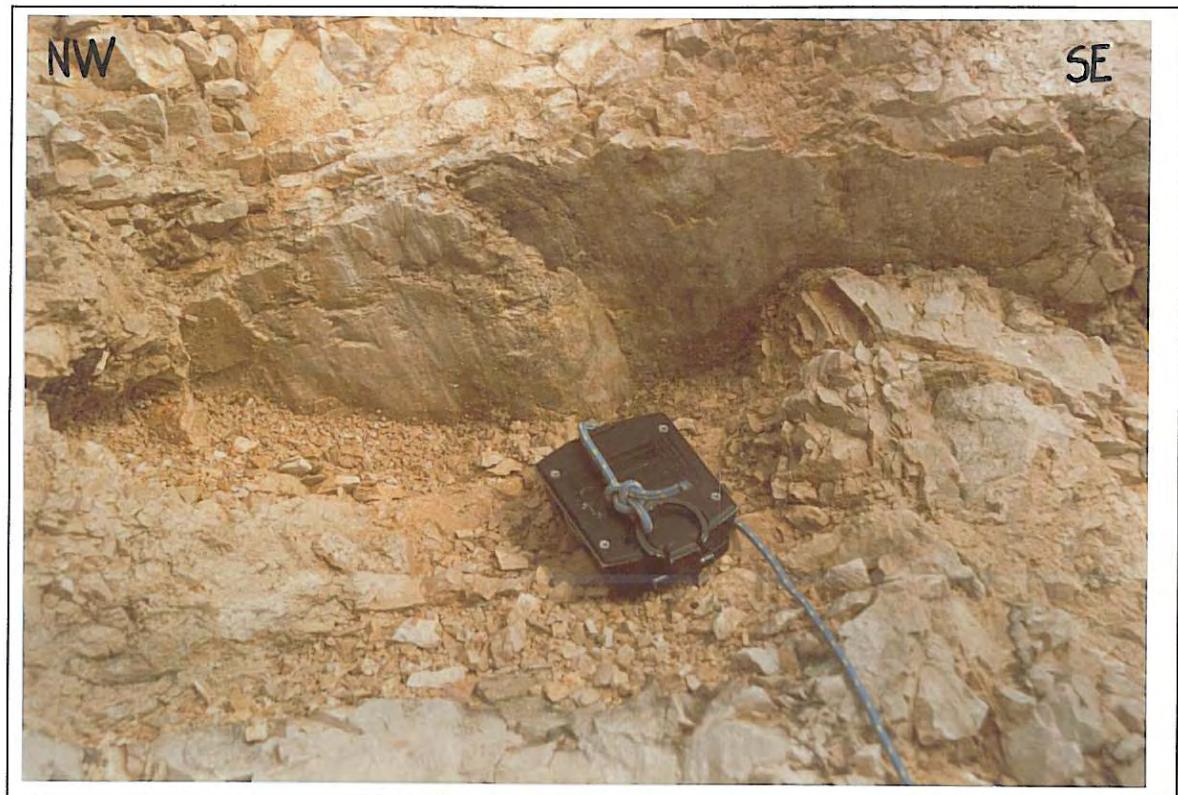


Figura 3.6: Particolare della foto precedente in cui si evidenzia una faglia inversa immersente a Nord Est



Figura 3.7: Panoramica del M.te Vermicano da cui si vedono gli strati immersenti ad alto angolo verso ENE.

Monte Viglio

Il percorso da Filettino alla cima del Monte Viglio ha messo in luce la presenza di una geometria monoclinale a direzione N 315° 35°/40°. I litotipi affioranti appartengono alla serie della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese del Cretaceo superiore (CV1) e passano ai calcaro

miocenici in prossimità della vetta e sulla struttura adiacente denominata “Gendarme” (Figure 3.8, 3.9, 3.10 e 3.11). In prossimità di Fonte della Moscosa sono stati osservati dei conglomerati costituiti da clasti poligenici e ben evoluti nella zona di sella; in prossimità della Fonte si osserva una tettonica per lo più estensionale avente direzioni N 315° 70°.

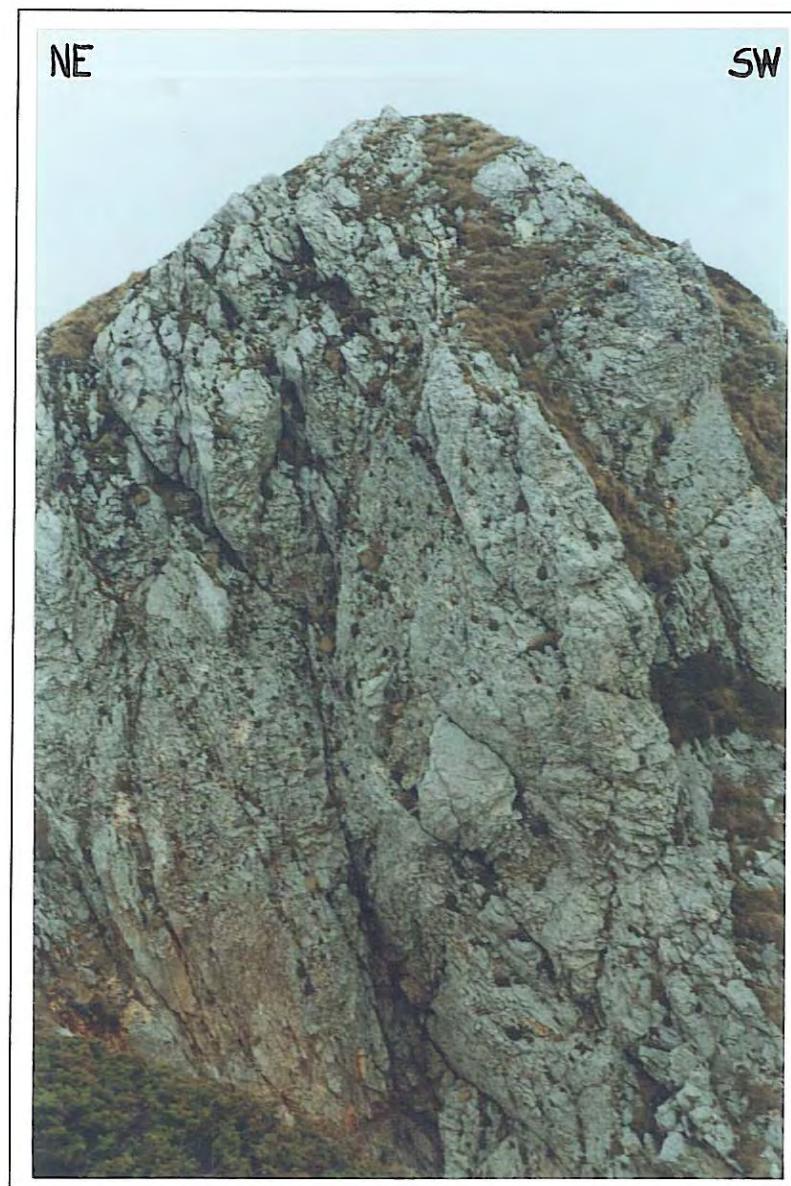


Figura 3.8: Struttura del "Gendarme", visibile anche nella figura 3.9: Sono state evidenziate le strutture generate dalla deformazione che ha interessato le rocce della formazione dei Calcaro a Briozoi e litotamni.

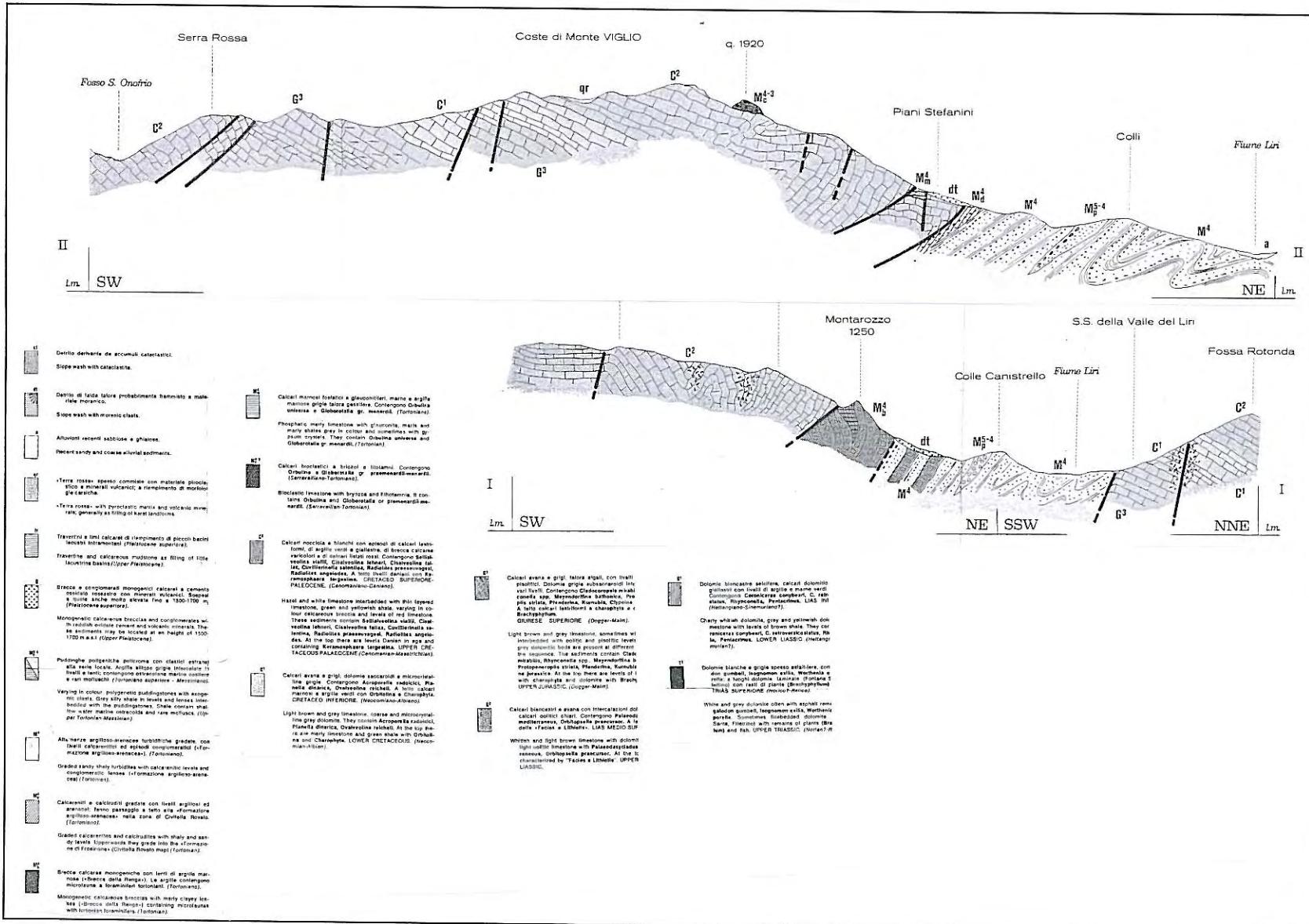


Figura 3.9: Cresta del Monte Viglio da cui è visibile il contatto stratigrafico tra i calcari miocenici, che costituiscono la struttura del "Gendarme", ed i calcari del Cretacico superiore.



Figura 3.10: Parete nord orientale del M.te Viglio: i nevai evidenziano un piano di faglia distensivo che potrebbe essere lo stesso che isola la struttura del "Gendarme"

Figura 3.11. Sezione geologica del settore del M.te Viglio, tratta da Devoto 1966



3.3 Strada che unisce Campo Staffi a Capistrello

Lungo la strada che dalla Serra S. Antonio si collega a Campo Staffi è stato eseguito un rilevamento geologico dettagliato che ha permesso di evidenziare la struttura dell'anticlinale frontale dei Monti Simbruini (Figure 3.12 e 3.13).

In prossimità della Serra si trovano dei calcari nocciola oolitici, assai compatti e in strati e banchi spessi dai 20 cm a oltre un metro. Questi risultano ricchi di miliolidi (Campione CS1). Le giaciture misurate sono N 320° e le pendenze tendono ad aumentare già nei primi 200 - 300 metri della strada portandosi dagli iniziali 30° fino a 63°. Nella zona di Colle Arcaro si trova materiale cataclasico probabilmente legato ad un locale fenomeno di sovrascorrimento interno alla formazione cretacea; le giaciture degli strati sono N 310° 70°.

Presso le sorgenti di Canistro è possibile vedere alla meso scala una piega rovesciata ad asse appenninico che può ben rappresentare la situazione geometrica del fronte della struttura (Figure 3.14 e 3.15). I terreni interessati dalla deformazione sono di età cretacea. Alle spalle della piega è presente una fascia cataclastica legata ad un sistema di faglie dirette ovest immergenti. Negli affioramenti immediatamente prossimi alla fonte si possono misurare giaciture degli strati N 140° 60°. Riportando i dati di giacitura sulla topografia si riesce a definire la geometria di una ben più estesa anticlinale che si può seguire fino al fronte. In località Prato Felicione si trova una zona intensamente deformata in cui è possibile osservare, sempre alla scala dell'affioramento, delle pieghe

retrovergenti. Le inclinazioni degli strati tendono ad incrementarsi fino ai 70°. La cerniera della anticlinale si trova in località Lo Scannato. Dalle foto nelle figure 3.16 e 3.17 si evince la chiara geometria della zona di cerniera. L'asse ivi misurato ha direzione NW-SE. Si vuole segnalare la presenza di una siniforme proprio alle spalle della zona assiale. Dalla curva di Nido dell'Aquila si vede una situazione piuttosto complessa, schematizzata in figura 3.18 , e non del tutto chiara. La struttura siniforme potrebbe essere legata a eventi di retroscorrimento.

Il limite stratigrafico tra i calcari cretacei e le formazioni terziarie, ivi rappresentate dalle Brecce della Renga del Miocene superiore, si trova poco prima del Piano della Renga. I calcari cretacei presentano giacitura circa verticale e, alla meso scala sono piegati secondo geometrie tipo *box folds*. Si è di nuovo in zona di cerniera ma in questo caso la scala è quella di tutta la dorsale. Le giaciture misurate sono N 300° 80° per entrambe le formazioni, per questo si deve ritenerre che le brecce siano interessate dal piegamento.

Si segnala la presenza, sul tornante nominato Lecinicchio, di una faglia distensiva con direzione N 300° 55° (Figure 3.19 e 3.20). Un grande cuneo di Riedel posto sul piano principale indica una cinematica estensionale in cui risultano ribassati i settori orientali. In questo affioramento la giacitura delle brecce mioceniche è resa poco chiara dalla forte deformazione cataclasica.

Le giaciture restano confuse per un lungo tratto verso valle e fino al tornante Vallevona dove si misurano direzioni N 150° 32° in posizione rovesciata, come confermato dalla gradazione inversa all'interno dei singoli strati

REGIONE ABRUZZO

CARTA TOPOGRAFICA REGIONALE

QUADRANTE 151 - I

Scala 1:25.000

QUADRO D'UNIONE



Legenda

- [Yellow square] Flysch messiniano
- [Orange square] Mioocene, M. Orla
- [Red square] Miocene, C. Briozof.
- [Green square] Cretaceo inferiore
- [Blue square] Giamassia

Figura 3.12. Carta topografica dell'area di Capitelliello in cui sono evidenziati gli affioramenti principali descritti nel testo.

Foglio ANAGNE N° 389 II

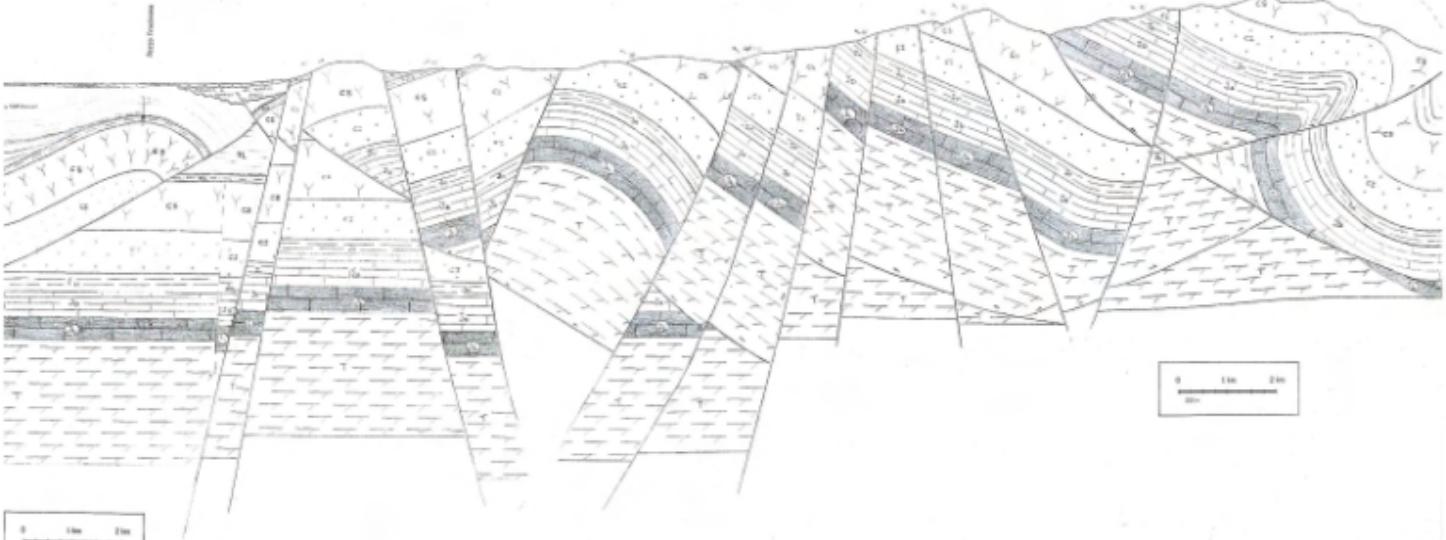
Coordinate
41° 48' 22"
12° 17' 44"

Foglio SUBACO N° 376 II

Coordinate
41° 50' 43"
12° 20' 00"
Mta Agnese
(993 m)

Foglio SUBACO N° 376 III

Mta Vigno
(2156 m)



Foglio 376 III

Rosa	Rossa	Zona rossa
Alto e Difesa	Alto e Difesa	Zona media
Media scura	Media scura	Zona media
Media chiara	Media chiara	Zona bassa
Difesa scura	Difesa scura	Difesa scura

Figura 1.13: Sezione geologica delle aree descritte: fronte del M.O. Subacense

