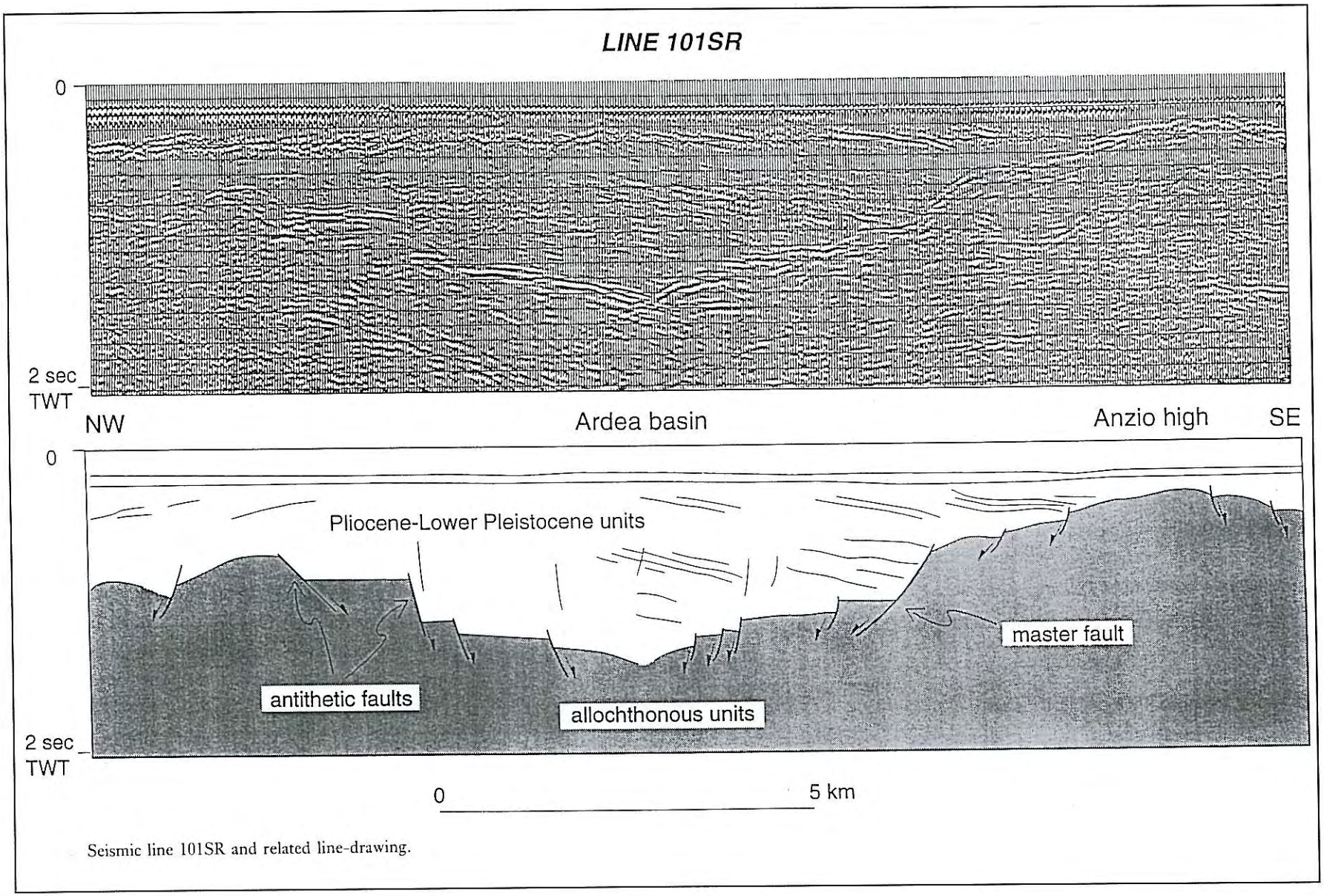
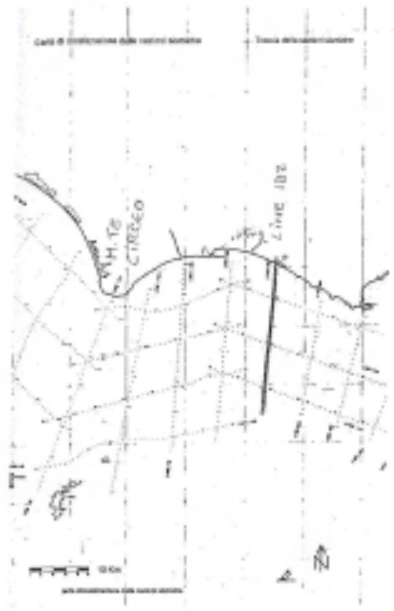
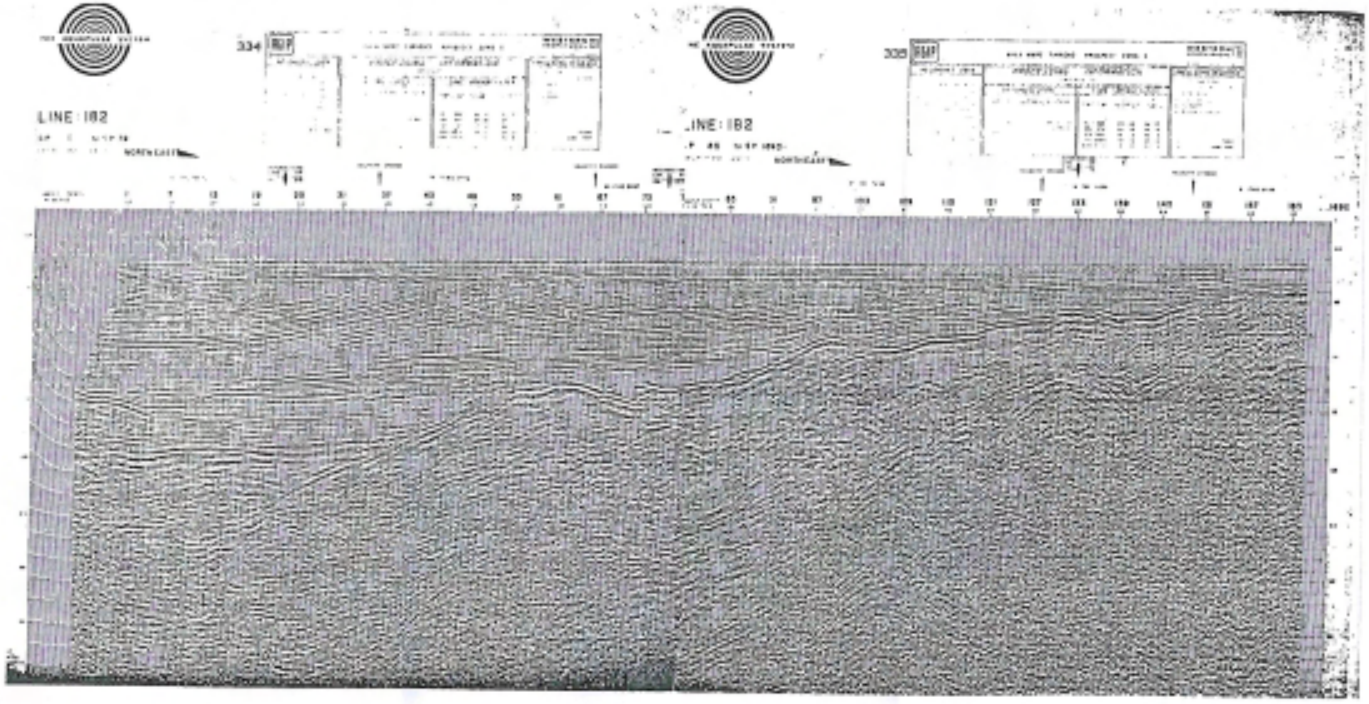


Seismic line 101SR and related line-drawing.

Figura 2.1: Sezione sismica dell'area immediatamente a nord del settore in esame, da l'accenna et alii, 1994





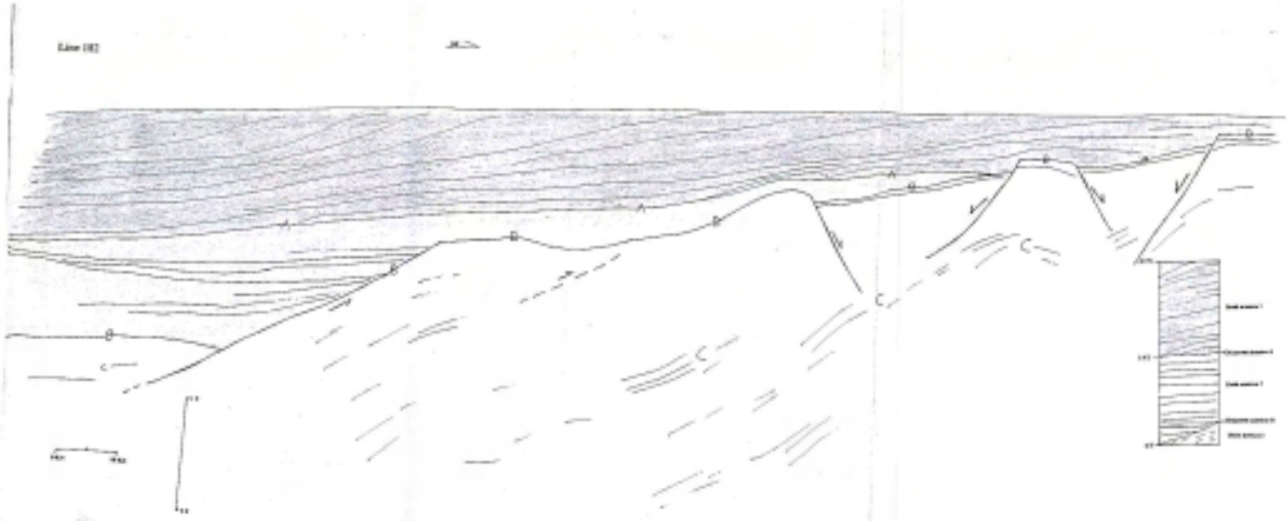


Figura 2.2. Sezione sismica sull'area tirrenica a sud del Promontorio del Circeo. a) figura di inquadramento geografico delle linee; b) sezione sismica; c) interpretazione della linea (Mennella, 2003). Le tre figure sono tratte dalla tesi di laurea inedita di Mennella.

(Funiciello & Parotto, 1978), e facies tipiche di piattaforma interna nei settori sud orientali dove i termini giurassici e cretacei, affioranti proprio in facies di piattaforma interna, non lasciano spazio ad ipotesi di solchi pelagici che dividessero, nel Mesozoico, la piattaforma dei Lepini da quella simbruino-ernica.

I termini più antichi riconosciuti risalgono al Giurassico medio superiore ed affiorano in un'estesa fascia disposta a reggipoggio lungo il versante SW della dorsale, da Roccacorga a Norma, alla base dei rilievi più importanti dei Lepini, M.te Lupone, M.te Perentile, M.te Belvedere, M.te Semprevisa e per uno spessore che supera i 1000 metri di potenza. Si tratta di calcari detritici ben classati, con *Protopeneroplis striata* Weyn, e con intercalazioni di calcari micritici che verso l'alto diventano via via più marnosi. Segue una monotona successione di dolomie, calcari laminari stromatolitici e calcari marnosi nocciola che segnano il passaggio ad ambienti più tranquilli con influenza continentale. Episodi di emersione sono testimoniati dalla presenza di dolomie bituminose sottilmente stratificate con resti di flora continentale a Brachiphyllum e Plagiophillum e rari pesci (Cocozza & Praturlon, 1966). I depositi giurassici denotano dunque, nell'ambito della piattaforma carbonatica, il passaggio da facies a maggiore energia, tipo barra, a facies tipiche di laguna interna che permarranno per tutto il Mesozoico.

La tettonica distensiva mette in contatto le formazioni giurassiche a SW con i calcari del Cretaceo superiore di M.te della Bufala e M.te Carbolino, lungo la valle di Bassiano e fino a Roccagorga dove si osservano i prodotti del vulcanismo della Media Valle Latina (Funiciello & Parotto, 1978) già noto come "vulcanismo ernico" (Angelucci, 1967; Bergomi & Nappi, 1971 Angelucci *et alii*, 1974). Lo stesso Giurassico è in contatto stratigrafico con il Cretaceo inferiore (Neocomiano - Cenomaniano inf.) lungo tutto il versante sud occidentale della dorsale lepina. Le litologie del Cretaceo inferiore presentano in genere aspetto laminato e carattere dolomitico, con frequenti intercalazioni di micriti, di alghe *Caieuxia* e di stromatoliti. La sedimentazione carbonatica è interrotta dal ben noto livello marnoso a Orbitoline (Aptiano) che in queste zone presenta spessori fino a 20 m (Boni *et alii*, 1980). In sintesi le rocce del Cretaceo inferiore sono simili a quelle della successione giurassica e sono riferibili ad ambienti di acque sottili a bassa energia.

Le formazioni ascrivibili al Cretaceo superiore (Cenomaniano sup. - Paleocene) sono, relativamente all'estensione di affioramento, le più rappresentate sui M.ti Lepini, i litotipi affioranti sono tipici di ambienti di scogliera e periscogliera, con tanatocenosi di caprinidi e coralli, nei settori meridionali prevalgono facies dolomitiche e micritiche con *Cisalveolina fallax* Reichel riferibili ad ambienti lagunari a bassa energia.

Il Maastrichtiano e il Campaniano sono poco rappresentati sui Lepini occidentali; si conoscono l'affioramento di Colle Cantocchio e quello presso Segni, in località Cave di Calcare; si tratta di facies detritiche organogene ricche di Orbitoidi e resti di organismi costruttori. Nei settori più orientali si trovano facies assai simili in prossimità del fronte della dorsale e presso Macchia di Anagni.

Il settore lepino è caratterizzato dalla ben nota lacuna paleogenica, che vede nella maggior parte dei domini della piattaforma carbonatica laziale abruzzese il contatto paraconcordante tra i depositi alto cretacei e le formazioni mioceniche.

La serie miocenica è stata ampiamente descritta da diversi Autori, (Novarese, 1943; Angelucci, 1966; La Monica, 1966; Accordi *et alii*, 1967; Bergomi *et alii*, 1974; Cipollari & Cosentino, 1993, 1995); nelle sue linee essenziali si tratta della classica successione che segna, nell'Appennino centrale, il passaggio dei diversi settori dal dominio di avampaese a quello di bacino di avanfossa e quindi di catena, ed e costituita da un calcare detritico a Briozoi e Litotamni, da un livello marnoso su cui poggiano le successioni clastiche di avanfossa. Le età e le facies dei depositi appena descritti variano dai settori della dorsale lepina a quelli della Valle Latina in relazione alla migrazione verso est del sistema catena-avanfossa-avampaese.

La serie miocenica affiora prevalentemente nella Valle Latina mentre gli affioramenti noti nella dorsale carbonatica si limitano a quelli della Valle di Carpineto, di Colle Cantocchio, di Gorga.

L'intera serie è stata suddivisa in tre complessi (Angelucci, 1966): uno calcareo, uno marnoso ed uno argilloso arenaceo che l'Autore distingueva per caratteristiche litologiche e sedimentologiche. In un quadro più attuale, gli stessi complessi si possono considerare legati all'evoluzione del settore lepino-ausono-aurunco.

Nel dettaglio le descrizioni delle diverse formazioni tratte da Angelucci, 1966 sono:

Il complesso calcareo è suddiviso in due parti, spesso scarsamente riconoscibili sul terreno, Calcare detritico grossolano a Briozoi e Litotamni di età langhiana superiore - serravalliana ed il Calcare finemente detritico a Briozoi e Litotamni di età non anteriore al Serravalliano, che sembra, per caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche, indicare un approfondimento dell'ambiente di deposizione. Lo spessore complessivo è intorno a 80 metri secondo l'Autore, tuttavia in pozzo, come si potrà osservare in seguito nelle colonne sintetiche riportate nella sezione relativa ai dati profondi, si notano spessori maggiori, intorno a 150 m.

Il complesso marnoso è costituito da una parte calcareo marnosa a Cylindrites ed una argillosa - marnosa ad Orbulina, la deposizione di queste facies, di passaggio tra una sedimentazione calcarea ad una quasi esclusivamente terrigena, indica la fase di flessura dell'avampaese ed il passaggio al dominio di avanfossa di questo settore. L'età del complesso è tortoniana e lo spessore non supera i 30 metri.

Il complesso flyschoide, noto in letteratura come Flysch di Frosinone, è costituito da oltre 500 metri di alternanze arenaceo pelitiche e viene suddiviso in arenarie gradate, Arenarie del Torrice (La Monica, 1966) e arenarie molassiche, da considerarsi come i depositi di chiusura del ciclo sinorogenico. Si tratta del deposito di avanfossa più occidentale noto nell'area della piattaforma laziale abruzzese e risulta essere il deposito sinorogenico più antico in questi settori di catena. La sua età é stata ridefinita e limitata al Toritoniano superiore da Cipollari &

Cosentino nel 1995.

Più recentemente Cipollari & Cosentino (1993) hanno distinto le Arenarie di Torrice dalla sottostante Formazione di Frosinone; si tratterebbe, infatti, di due distinti cicli deposizionali, riferibili anche a diverse fasi dell'evoluzione geodinamica del settore in esame. La formazione di Frosinone, costituita dalle diverse associazioni di facies della Valle Latina, è considerata, da questi Autori, un deposito sinorogenico di avanfossa in senso stretto, mentre le Arenarie di Torrice costituirebbero un deposito di tipo "bacino di *piggy back*" (Ori & Friend, 1984; Butler & Grasso, 1993). Infatti, l'appoggio discordante delle Arenarie del Torrice sulla sottostante Formazione di Frosinone suggerisce la presenza di una fase tettonica tra i due eventi deposizionali. Si suppone dunque che il bacino in cui si sono deposte le Arenarie di Torrice si sia formato durante la fase di strutturazione del prisma del Messiniano inferiore, che determina il sollevamento ed il trasporto orogenico del cuneo clastico del Tortoniano superiore (Flysch di Frosinone) e quindi il suo ingresso in dominio di catena. Le arenarie si depositarono durante il trasporto tettonico e furono quindi sottoposte a deformazione compressiva, come testimoniato dall'assetto blandamente sinclinalico attualmente osservabile sul terreno.

In sintesi i depositi miocenici della Valle Latina registrano la fase di flessura e di avanfossa al fronte dei sovrascorrimenti della dorsale lepina-ausona-aurunca (catena tortoniana), e la fase successiva di strutturazione Messiniana che vede in dominio di catena il settore simbruino ernico e, al fronte di questo, lo sviluppo del bacino di avanfossa in cui si sedimentano i depositi terrigeni della Val Roveto, Lago del Salto, Tagliacozzo.

Si noti infine che in queste regioni dell'Appennino centrale non sono stati riconosciuti i flysch riferibili alle prime fasi di raccorciamento della catena (Oligocene superiore-Miocene inferiore). Alcuni autori (Negretti 1954, 1957) indicano la presenza di depositi terrigeni del Miocene inferiore nell'area dei Monti Prenestini allo stesso tempo in un lavoro del 1980, Boni *et alii*, segnalano il riconoscimento, in una perforazione della MISTRAL S.p.A. nei pressi di Latina Scalo e a 240 metri di profondità, di facies simili a quelle mioceniche a briozoi e litotamni di età oligo-miocenica, in contatto con le formazioni mesozoiche in facies sabina.

Come già visto in precedenza una particolarità di queste aree è la presenza, a diversi livelli stratigrafici, di grosse porzioni della formazione delle "Argille Varicolori". Le coltri alloctone sono in genere riferite come facenti parte del Complesso Sicilide di età compresa tra il Cretaceo superiore e l'Oligocene trasportato in catena nel corso della fase oligocenica (Fase Subliguride Auctorum) della strutturazione degli Appennini; tuttavia recentemente Cosentino *et alii*, 2000 hanno messo in evidenza che l'alloctono sicilide é sovrascorso sui Monti Lepini in tempi post serravalliani (Valle di Carpineto). I sedimenti alloctoni si osservano in affioramento nella valle di Carpineto a letto della linea tettonica Carpineto Montelanico e al tetto delle marne a Orbulina; a Monte Caccume gli stessi poggiano sui calcari mesozoici e si collocano al letto del piano di sovrascorrimento

che isola il *klippen* dello stesso monte. Nella zona sud orientale dei Lepini, in località S. Giuliano, si osserva il sovrascorrimento di calcari cretacei sulle Argille Varicolori; nella Valle dell'Amaseno affiorano le Sicilidi intercalate alla Formazione di Frosinone (Tortoniano), in località Prossedi, le stesse sono a diretto contatto con i calcari del Cretaceo superiore in altre aree della Valle. Gli Autori (Funiciello & Parotto, 1978; Boni *et alii*, 1980) considerano la presenza dei flysch alloctoni dovuta ad arrivi gravitativi dalle aree occidentali e indicano la possibilità che la deposizione sia avvenuta in momenti diversi nei settori interni alla dorsale lepina e nella valle Latina. Secondo i suggerimenti degli stessi Autori, le Argille Varicolori intercalate ai flysch tortoniani, si sarebbero servite del "solco" della Valle dell'Amaseno, generartosi probabilmente lungo una faglia di trasferimento, per raggiungere l'avanfossa al fronte dei Lepini; per questo si deve supporre che l'anticlinale frontale si fosse già strutturata al momento della deposizione di tali depositi.

La successiva evoluzione dell'area in esame è determinata dall'instaurarsi di un regime distensivo che determina lo smembramento, in sistemi di horst e graben, di interi settori di catena. Si fa generalmente coincidere l'inizio della tettonica distensiva con il Pliocene inferiore, tuttavia le prime fasi distensive potrebbero risalire al Messiniano superiore. L'evoluzione recente del settore lepino – ausono, nonché della Valle Latina, è caratterizzata da una considerevole attività vulcanica a carattere da esplosivo a freatomagmatico e a chimismo alcalino-potassico che si imposta per lo più in aree già depresse e sottoposte a tettonica distensiva.

Si riportano di seguito i profili sintetici dei sondaggi Acciarella 1, Fiume Astura, Fogliano, Fogliano 1, Frosinone 1, Gavignano 1, Latina 1, Latina 2, Paliano 1, Tre Cancelli nelle figure da 2.4 a 2.13 e la relativa mapppa di collocazione geografica nella figura 2.3.

Nella figura 2.14 si riporta una colonna stratigrafica di sintesi costruita utilizzando i dati di Chiocchini *et alii*, 1992 cui sono stati aggiunti i dati raccolti da Angelucci (1966), per quanto riguarda la serie miocenica carbonatica e silicoclastica. La sintesi si può considerare legittima tenendo conto che i diversi settori delle dorsali lepina-ausona-aurunca, sono assimilabili per quello che riguarda l'evoluzione meso-cenozoica preorogenica. La colonna così ottenuta è stata utilizzata nella costruzione della sezione.

2.2 *Flysch alloctoni e Argille varicolori*

Cosentino & Parotto (1993) distinguono l'unità dei Flysch alloctoni, considerati come un deposito sinorogenico tipo flysch di età compresa tra il Cretaceo superiore e l'Oligocene, legati alla costituzione di una catena precoce e coinvolti definitivamente nella deformazione del cuneo orogenico appenninico dall'Oligocene superiore all'Aquitaniano, dalle Argille Varicolori considerate probabilmente un deposito riferibile a settori più interni del bacino ligure piemontese. In questa sede, e per quanto riguarda i Monti Lepini, si ritiene che, considerando le differenze di facies tra i flysch alloctoni e le Argille varicolori dipendenti dalle rispettive posizioni occupate all'interno del

bacino all'atto della deposizione, le stesse possano essere assimilate per la loro evoluzione al momento del coinvolgimento nel cuneo appenninico. Come del resto gli stessi Autori sopracitati propongono nella carta Geologica sintetica del loro lavoro.

Al momento della mella messa in posto finale delle coltri alloctone, il fronte degli Appennini si trovava ad ovest, in una posizione attualmente occupata dal bacino tirrenico, e in linea generale si può parlare di una delle prime fasi della strutturazione del prisma, della quale pochissime tracce, se si esclude la costa a nord di Civitavecchia, sono presenti nell'area laziale. Al momento si aveva in posizione di avanfossa la Falda Toscana, che sarà inglobata in catena nel Burdigaliano, e la catena era costituita dalle unità più interne del bacino Ligure Piemontese (Cosentino & Parotto,1993). Il cuneo clastico aquitaniano viene trasportato in catena nel Burdigaliano quando si imposta il sovrascorrimento della falda toscana, di cui nell'area laziale si hanno indizi solo sul M.te Soratte. Nell'Italia centrale sono scarse anche le testimonianze della avanfossa ad est del fronte attivo nel Serravalliano. La fase tettonica serravalliana, che ha determinato il coinvolgimento in catena dei settori che dal Burdigaliano superiore al Serravalliano inferiore erano in dominio di avanfossa, é registrata dai depositi clastici del Bacino di Belvedere - Vallocchia (M.ti di Spoleto) (Cipollari & Cosentino, 1997).

Per quanto detto appare chiara la particolarità della presenza delle Sicilidi (si precisa che l'Unità delle liguridi esterne, é spesso citata in letteratura come "Sicilidi", (Cosentino & Parotto, 1993) nei sondaggi in Pianura Pontina e degli affioramenti all'interno e al fronte dei Lepini.

Probabilmente la deposizione di tali coltri non è coeva in tutti i settori citati; si pensi infatti che le suddette "Argille Varicolori" si trovano in Valle Latina intercalate al Flysch di Frosinone (Tortoniano) come olistostromi ma a contatto con i carbonati miocenici del Serravalliano sia all'interno della Valle di Carpineto che in sondaggio in Pianura Pontina (Pozzo Latina 2, figura 2.11).

Inoltre si deve considerare che la strutturazione della dorsale lepina avrebbe senz'altro costituito un ostacolo al passaggio delle Argille Varicolori verso est anche quando esse avessero seguito, nel raggiungere l'avanfossa della Valle Latina, percorsi preferenziali lungo gli sblocchi cinematici del fronte stesso (bacino S. Giuliano). Circa la provenienza delle Argille Varicolori dai settori occidentali già inglobati nel sistema appenninico, c'è accordo generale tra gli Autori; restano tuttavia aperte le interpretazioni sulla la modalità e i tempi della messa in posto.

Il rinvenimento nei settori interni alla dorsale (M.te Caccume e Valle di Carpineto) delle "Unità alloctone", in un caso al tetto delle facies carbonatiche paleoceniche e nell'altro al tetto delle marne ad Orbulina, lascia pensare ad una messa in posto, come flusso gravitativo, precedente alla formazione del bacino di avanfossa di età Tortoniana, in un dominio che può essere di avampaese o di flessurazione. Un successivo arrivo durante la sedimentazione dei depositi silicoclastici è ipotizzabile per quanto

riguarda la Valle Latina.

Nei settori occidentali (Pianura Pontina) gli arrivi gravitativi delle Argille Varicolori potrebbero essere riferiti ad un momento posteriore alla tettonica di raccorciamento e contemporaneo alle fasi distensive. La distensione segue infatti, nella sua migrazione da ovest ad est, l'andamento del fronte compressivo, e per questa ragione si può supporre che al momento della rideposizione delle Sicilidi nei settori più orientali, (dal Serravalliano al Tortoniano), nelle zone tirreniche fosse già attiva una intensa tettonica distensiva. In tal senso si potrebbe supporre che i contatti anomali tra le Argille Varicolori e le coperture plio-quaternarie della piana Pontina siano a carattere erosivo e dovuti proprio alla tettonica distensiva che avrebbe ribassato l'intero settore dopo una fase di sollevamento. Nel sondaggio Tre Cancelli (vedi) le coperture plioceniche sono al tetto dei depositi eocenici, nel sondaggio Fiume Astura si osservano a contatto calcari cretacei e sabbie plioceniche; ciò mostra chiaramente che il substrato su cui poggia il Pliocene inferiore è eroso a diversi livelli. Si aggiunge inoltre che Faccenna *et alii* nel 1994 hanno descritto un momento di *uplift* regionale tra Pliocene medio ed il Pliocene superiore per il bacino di Ardea. La presenza di un non trascurabile *hiatus* erosivo anche al tetto delle Sicilidi è dunque ipotizzabile con discreta approssimazione.

In questa sede dunque si suggeriscono due momenti per la risedimentazione come flussi gravitativi delle Argille Varicolori di cui il più antico è riferibile al Serravalliano medio superiore, all'atto della flessurazione dei settori che costituiranno la dorsale lepina, ed il più recente, nel Tortoniano medio, quando il fronte della catena comincia a sovrascorrere sul cuneo clastico della Valle Latina e le Argille si intercalano ai flysch dell'avanfossa tortoniana.

In una ipotesi alternativa si potrebbe considerare un unico arrivo tra il Serravalliano ed il Tortoniano, pre-sovrascorrimento principale. Ciò non sarebbe in contraddizione con il ritrovamento delle Sicilidi al letto delle strutture di retroscorrimento e dei *Klippen*. Tuttavia, riflettendo sulla possibilità che i depositi caotici abbiano utilizzato le rampe laterali di sblocco cinematico del fronte principale (ad esempio S. Giuliano) come "canali" per il trasporto e la messa in posto, si deve supporre che il sovrascorrimento principale sia almeno coevo agli arrivi più recenti del materiale alloctono.

La fase traslativa della Dorsale dei Volsci sui depositi del cuneo clastico della Valle Latina e le successive fasi di raccorciamento possono essere considerati eventi successivi, come è peraltro chiaro avendo presente che il fronte dei Lepini nella zona sud - orientale sovrascorre sulle Argille Varicolori risedimentate.

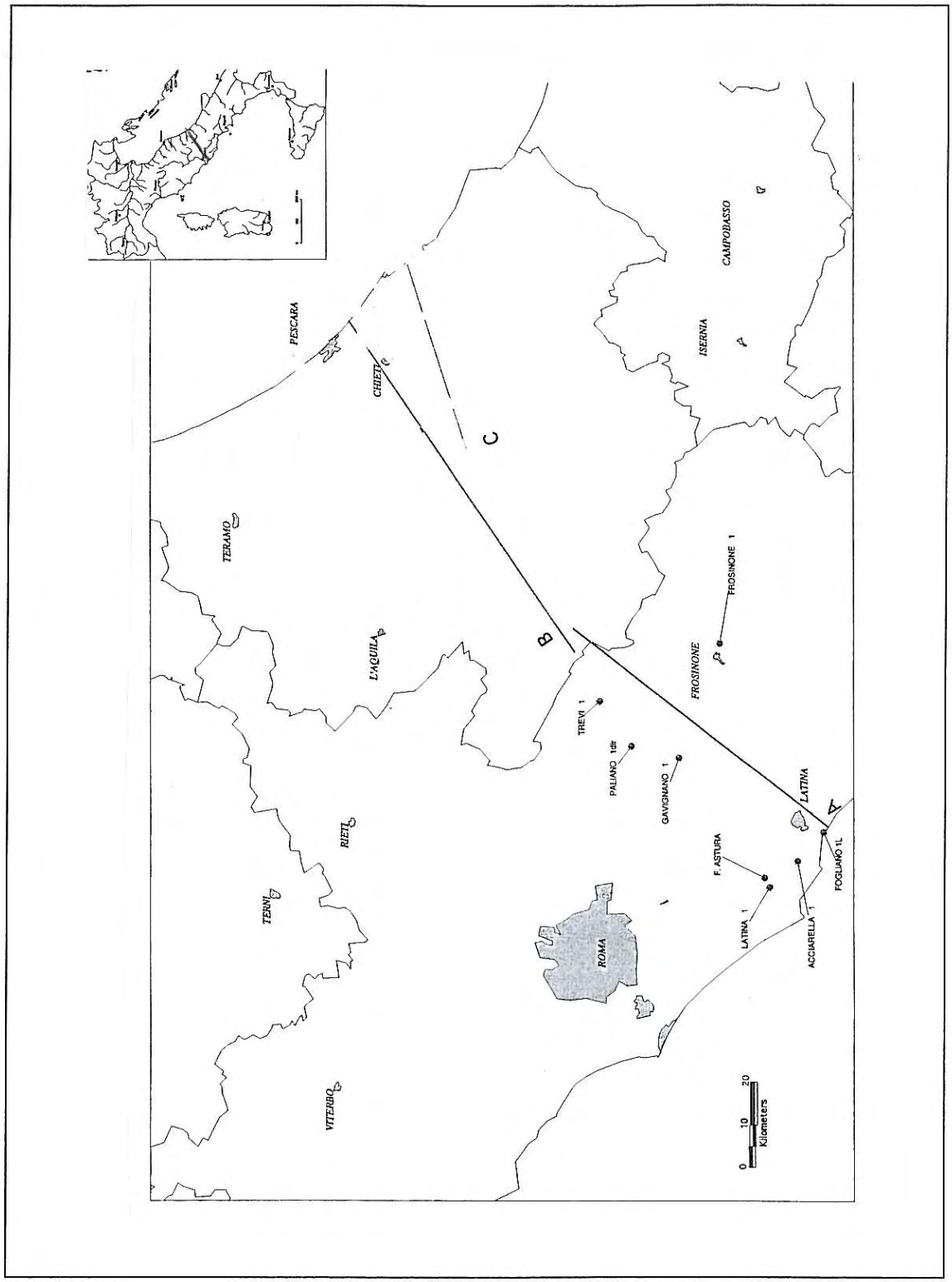
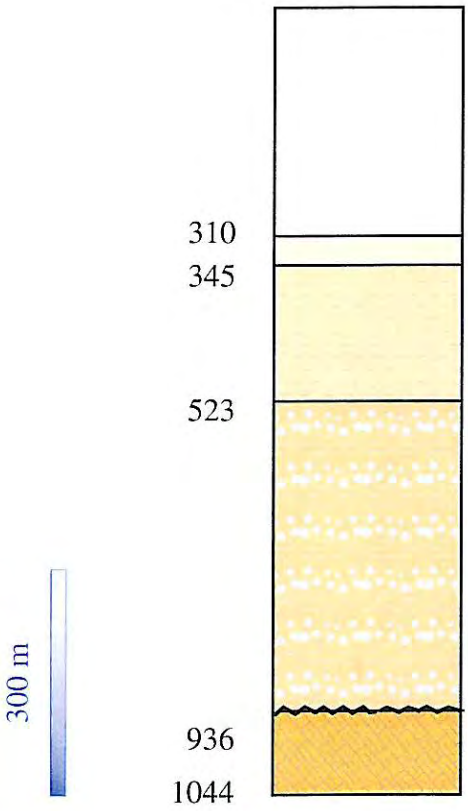


Figura 2.3: Schema di collocazione geografica dei sondaggi riportati nelle pagine seguenti

Acciarella 1

Foglio 158
Coordinate: lat. 41°27'30"
long. 00°19'55"

Anno perforazione 1981
Quota piano campagna 15 m s.l.m.
Profondità totale 1044 m



Carote e cutting non recuperati

Pliocene superiore: Pliocene medio e inferiore
Fauna: G. inflata, crassaformis
Spessore: 35 m

Pliocene medio: argilla grigio scura con livelletti sabbiosi
Fauna: G. crassaformis
Spessore: 178 m

Pliocene inferiore: dal basso argilla grigia chiara con scarsi livelletti di sabbia fine e presenza di lignite . Ambiente neritico Fauna abbondante: G. puncticulata, P. padana, margaritae Sphaerodinellopsis Pendenze da 1° a, 4° Spessore: 413 m

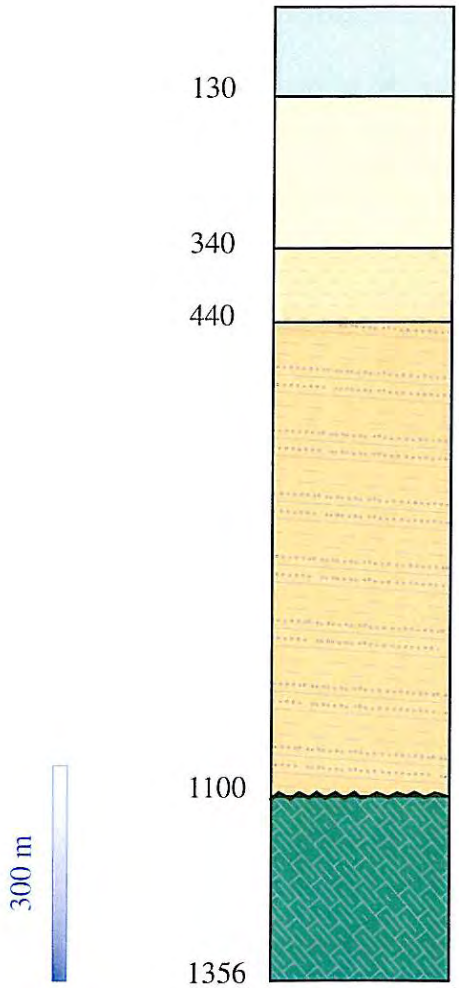
Miocene inferiore: coltri alloctone, calcari grigio chiari friabile, con intercalazioni di argilla e marna verdastra e grigio scura a luoghi scagliettata Pendenze di circa 54° Fauna molto scarsa: Globigerina sp., radiolari, in sezione sott. PKST a Lepidocyclina sp, Amphystegina sp. Rotalide sp, Litotamni e Echinidi
Spessore: 108 m

Figura 2.4

Fiume Astura

Foglio 158
Coordinate: lat. 41°31'42" 41°31'39"
long. 00°16'53" 00°16'39"

Anno perforazione 1986
Quota piano campagna 40 m s.l.m.
Profondità totale 1356 m (1296 m, verticale)



Pleistocene: Argilla di ambiente neritico interno con Bulimina margaritae
Spessore: 130 m

Pliocene superiore: argilla più o meno siltosa di ambiente esterno. Fauna: G. inflata
Spessore: 210 m

Pliocene medio: argilla più o meno siltosa di ambiente esterno. Fauna: G. crassaformis
Spessore: 100 m

Pliocene inferiore: da sabbia fine a medio fine con intercalazioni di argille nella porzione basale si passa ad argille siltoso-sabbiose fino ad argille con intercalazioni di sabbia da fine a molto fine. Ambiente da neritico ad esterno nella parte sommitale Fauna: G. puncticulata Pendenze di circa 4° Spessore: 660 m

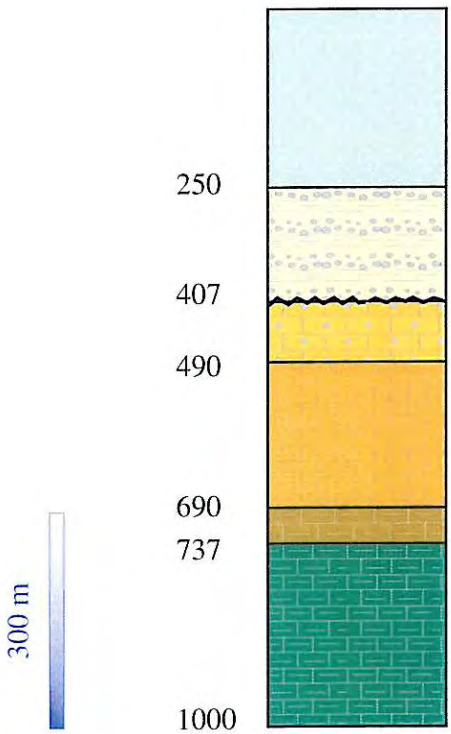
Cretacico superiore: alternanze di marne passanti talora ad argille debolmente siltose ed in parte scacliettate, e calcari, alloctono??? Pendenze di circa 48° Spessore: 256 m

Figura 2.5

Fogliano

Foglio 158
Coordinate: lat. 41°21'29"
long. 00°24'42"

Anno perforazione 1953
Profondità totale 1000.20 m



Pleistocene: alternanze di sabbie e argille con livelli travertinosi, ambiente marino nella parte bassa e da costiero a salmastro nella parte alta Spessore: 250 m

Pliocene inferiore e superiore: da argille a alternanze di argille e sabbie, microfauna caratteristica con Ammonia Beccari nella parte superiore. Spessore: 157 m

Miocene inferiore e superiore: da marne calcareee con selce di colore marrone a argille sabbiose con livelli detritici più grossolani e d elementi vulcanici. Microfauna abbondante e caratteristica nella parte bassa e molto scarsa,con Ammonia beccari nella parte superiore. Spessore: 83 m

Eocene: calcari grigio chiari con selce con Globorotalia crassata, G. angulata e Globigerina (Eocene medio, 125 m). Calcari marnosi di colore da verdino a grigio chiaro con microfaune esclusivamente pelagiche a grandi globigerine(Eocene superiore) Spessore: 200 m

Paleocene inferiore e superiore: calcari marnosi rossi e rosati con rari frammenti di brecciole organogene, ambiente marino di mare aperto (Daniano). Verso l'alto calcari di colore grigio chiaro con selce, rari frammenti di calcareniti organogene.
Spessore: 47 m

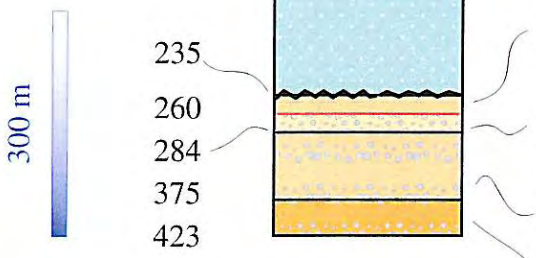
Cretacico superiore, Maastrictiano: alternanza di calcari marnosi da giallastri a rosa e rossi. Microfauna pelagica nelle porzioni marnose con Globotruncana stuarti, G. contusa ; nelle brecciole si rinvengono frammenti di Rudiste, Orbitoides, Echinodermi. Ambiente marino aperto prossimale ad una scogliera o a un biostroma in disfacimento Spessore: 263 m

Figura 2.6

Fogliano 1

Foglio 158
Coordinate: lat. 41°24'21"
long. 00°22'55"

Anno perforazione
Quota piano campagna 3 m s.l.m.
Profondità totale 423 m



Calabriano: argille grigio cenere più o meno sabbiose e micacee ricche in microfauna di foraminiferi, passanti verso l'alto ad argille grigie con ciottoli di selce, ricche in molluschi, e poi a sabbia marina Spessore: 235 m

Pliocene inferiore: argille grigio chiare con frazione sabbiosa a livelli alternati, microfauna abbondante e caratteristica Spessore: 25 m

Pliocene superiore, Astiano : sabbie quarzose molto sciacquate, scarsa microfauna Spessore: 24 m

Pliocene inferiore: argille grigio chiare con frazione sabbiosa a livelli alternati, microfauna abbondante e caratteristica Spessore: 91 m

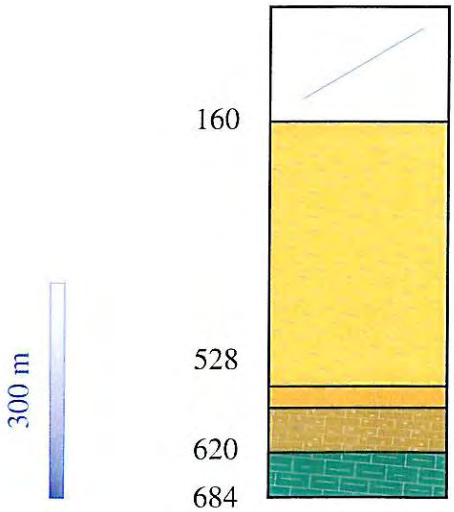
Miocene superiore, Messiniano: alternanze di sabbie e argille con presenza di idrocarburi leggeri, passanti verso l'alto ad alternanze di argille brunastre sabbiose ed argille di conoide. Fauna: di passaggio tra Miocene e Pliocene Spessore: 48 m

Figura 2.7

Frosinone 1

Foglio 159
Coordinate: lat. 41°37'56"
long. 00°55'56"

Anno perforazione 1988
Quota piano campagna 165 m s.l.m.
Profondità totale 684 m



Miocene superiore, Tortoniano: Flysch di Frosinone, alternanze di argilla grigia siltosa con livelli di arenaria quarzosa e di calcare argilloso biancastro. Fauna: G. menardii, G. acostaensis Pendenze dai 15° 22° Spessore: 368 m

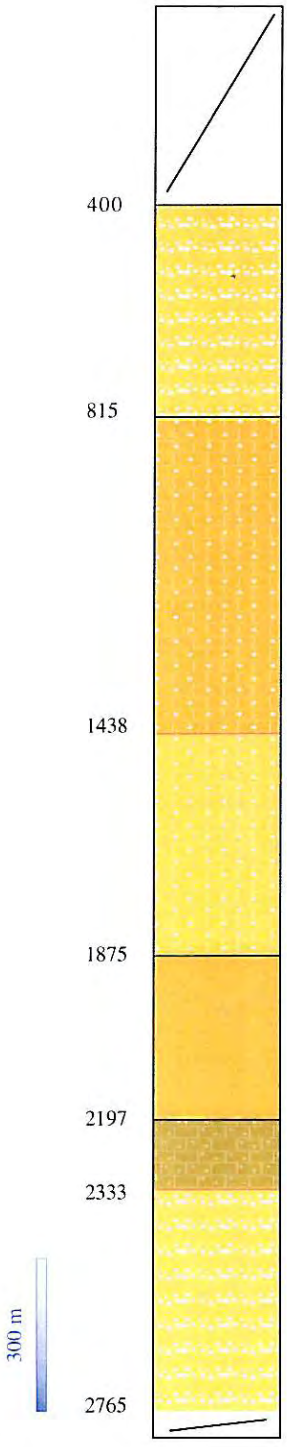
Miocene superiore, Tortoniano: marne a orbulina Spessore: 30 m
Miocene inferiore e medio: calcari a briozoi, PKST fossilifero duro e fratturato con intercalazioni di livelli argillosi e sabbiosi Pendenze di circa 6° Spessore: 62 m
Cretacico superiore, Senoniano: piattaforma appenninica PKST WKST fossilifero chiaro e fratturato Fauna: Dicyclina schumbergeri Pendenze di circa 6° Spessore: 64 m

Figura 2.8

Gavignano 1

Foglio 151
Coordinate: lat. 41°42'50"
long. 00°36'47"

Anno perforazione 1988
Quota piano campagna 226 m s.l.m.
Profondità totale 2814 m



Perdita totale

Miocene superiore: arenaria quarzosa grigia a grana medio fine e cemento carbonatico con intercalazioni di argille grigie siltose e calcare da bianco a nocciola tipo PKST compatto . Fauna: Globorotalia peripheroronda, Globorotalia mayeri, G. menardii
Spessore: 415 m

Miocene inferiore e medio (?): calcare bianco, talora grigio tipo PKST compatto con intercalazioni di arenaria quarzosa a grana medio fine e cemento carbonatico ed argille grigie siltosa . Fauna: Globorotalia Peripheroronda, Globorotalia mayeri, G. menardii
Spessore: 623 m

Miocene medio superiore, Serravalliano Tortoniano: marne grigio verde siltosa con intercalazioni di argilla calcarea grigia, arenaria quarzosa a grana medio fine a cemento calcareo . Fauna: Globorotalia peripheroronda, Globorotalia mayeri, G. menardii
Spessore: 437 m

Miocene medio, Serravalliano: argille siltose di colore grigio talora passante a marna grigio verde con livelli di arenaria grigia a grana fine e cemento carbonatico . Fauna: Globorotalia peripheroronda, Globorotalia mayeri, G. menardii
Spessore: 322 m

Miocene inferiore: calcare bianco-grigio tipo WKST - PKST con briozoi
Spessore: 136 m

Miocene medio superiore, Serravalliano Tortoniano: alternanze di arenaria quarzosa grigia, a grana fine e cemento carbonatico, ed argilla grigia siltosa talora passante a marna grigio verde. Fauna: Globorotalia mayeri, G. menardii
Spessore: 432 m

Non registrato

Figura 2.9

Latina 1

Foglio 158
Coordinate: lat. 41°30'55"
long. 00°15'20"

Anno perforazione 1963
Quota piano campagna 65 m s.l.m.
Profondità totale 1425 m

Sedimenti recenti

Pliocene inferiore: marne argillose e argille con intercalazioni di sabbie e sabbie argillose.
Spessore: 275 m

Pliocene inferiore: marne argillose e argille con intercalazioni di sabbie e sabbie argillose.
Spessore: 481 m

Formazione alloctona di età non precisabile. Da marna sabbiosa e stratificata (fino a -1285) a argilla scagliosacon noduli di marna e marna grigio verde scagliettata. Presenza di acqua salmastra. Pendenze fino a 70°
Spessore: 544 m

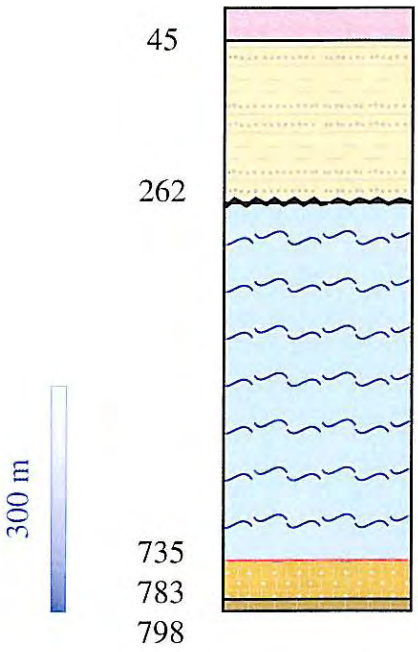
Nota: La perforazione ha interessato un settore in corrispondenza di una zona di alto strutturale, già messa in evidenza dalla sismica. Si proponeva di incontrare una variazione di facies tra i calcari mesozoici del dominio della Piattaforma laziale abbruzzese e quelli del bacino umbro marchigiano, più a ovest. Tuttavia ad una quota di -880, sotto i sedimenti sabbioso-argillosi pliocenici, sono comparsi i terreni alloctoni fliscioidi , rappresentati da argille scagliose e alternanze marnoso arenacee di età imprecisabile mineralizzate da acqua salmastra

Figura 2.10

Latina 2

Foglio 158
Coordinate: lat. 41°30'10"
long. 00°09'07"

Anno perforazione 1964
Quota piano campagna 56 m s.l.m.
Profondità totale 798 m



Pleistocene: tufi vulcanici e calcarei con livelli di argilla Spessore: 45 m

Pliocene inferiore: argilla con livelli di sabbia argillosa; satura in acqua salata
Spessore: 217 m

Formazione alloctona: marna arenacea e marna con livelli sabbioso - arenacei satura in acqua salmastra. Età non precisabile
Spessore: 473 m

Miocene: calcare detritico organogeno Spessore: 48 m
Eocene: calcare marnoso fossilifero frstturato; le stesse fratture si presentano riempite di calcite. Saturo in acqua solfurea Spessore: 15 m

Nota: La perforazione è stata eseguita in corrispondenza di una zona di alto strutturale, già messa in evidenza dai profili sismici e gravimetrici.
Dopo pochi m di quaternario ha perforato circa 200 m di Pliocene e quindi la serie flyscioide alloctona. Il substrato calcareocompare a 735 m.
Una comparazione con il pozzo Latina 1, perforato 8.700 m a E-NE conferma che Latina 2 ha attraversato un zona di alto strutturale, legata al sollevamento del substrato calcareo infatti si nota:

1) la mancanza del Pliocene medio-superiore, spesso circa 300 m nel pozzo Latina 1
2) una riduzione dello spessore del Pliocene inferiore
3) posizione notevolmente rialzata delle coltri alloctone e del substrato calcareo, quest'ultimo presente in Latina 1 a 1425 m di profondità.

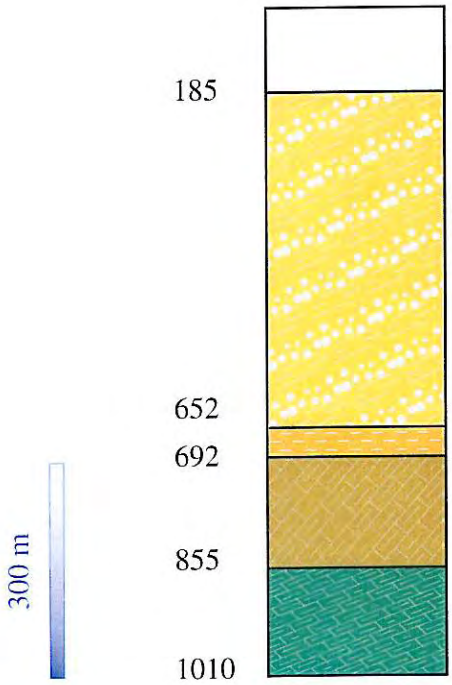
Figura 2.11

Paliano 1

Foglio **151**

Coordinate:
lat. 41°48'54" 41°48'55"
long. 00°38'32" 00°38'45"

Anno perforazione 1984
Quota piano campagna 315 m s.l.m.
Profondità totale 1010 m; L 931 m V



Miocene superiore: Flysch di Frosinone, alternanze di argilla grigia plastica e livelli sabbioso-arenacei di origine prevalentemente quarzosa ad elementi mal classati. G. menardii Pendenze dai 15° ai 32°
Spessore: 467 m

Miocene, Serravalliano Tortoniano: marne a Orbulina Spessore: 40 m

Miocene inferiore: Calcari a Briozoi e Litotamni , calcare grigio chiaro tipo PKST WKST detritico organogeno passante verso l'alto a calcare argilloso nocciola chiaro Pendenze di circa 48°
Spessore: 163 m

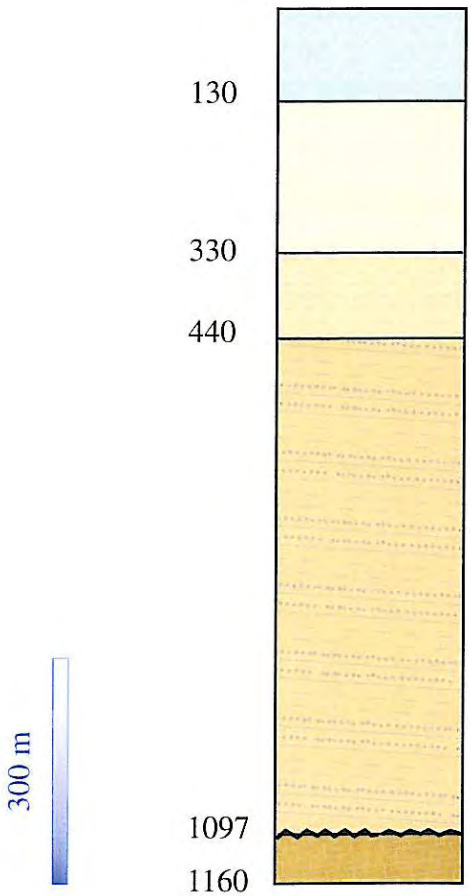
Cretacico superiore, Senoniano: breccia calcarea grigio nocciola talora biancastra ad elementi tipo PKST intraclastico e WKST fossilifero a volte dolomitizzato. Fauna: Cuneolina; Dicyclina Pendenze di circa 32°
Spessore: 155 m

Figura 2.12

Tre Cancelli

Foglio 158
Coordinate: lat. 41°27'19" 41°27'26"
long. 00°17'17" 00°17'11"

Anno perforazione 1987
Quota piano campagna 16 m s.l.m.
Profondità totale 1162 m (1122 m, verticale)



Pleistocene: Argilla di ambiente neritico litoraneo con Hialinea baltica, Ammonia, Elphidium Spessore: 130 m

Pliocene superiore: Idem Pliocene medio e inferiore
Fauna:Bulimina margaritae
Spessore: 200 m

Pliocene medio: Idem Pliocene inferiore
Fauna: G. Crassaformis
Spessore: 110 m

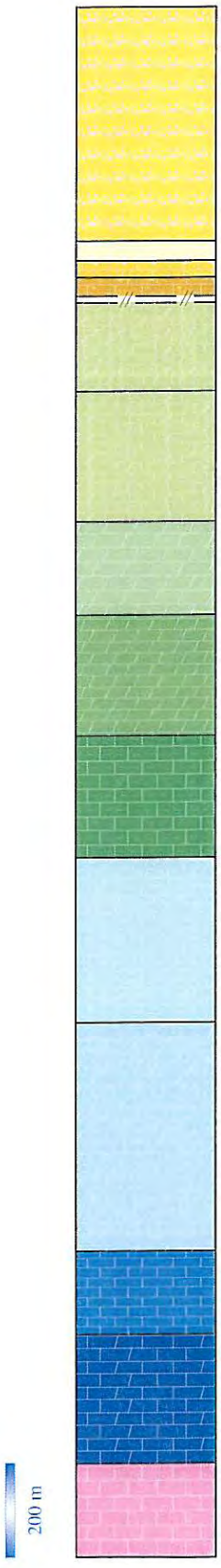
Pliocene inferiore: argilla grigia debolmente siltoso-sabbiosa , talora passante a marna verso la base e talora con sottili livelli di sabbia. Da quota 758 al tetto, argilla grigia con intercalazioni di sabbia e argilla debolmente siltosa. Ambiente neritico Fauna: G. puncticulata Pendenze da 1° a 4°
Spessore: 657 m

Eocene medio-inferiore: argille grigie passanti a marne grigio verdastre siltose, con intercalazioni di calcare argilloso biancastro tipo PKST detritico.
Fauna: Acarinina bulbrooki
Pendenze di circa 6° Spessore: 63 m

Figura 2.13

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

Sintesi dei dati di Angelucci, 1966 e Chiocchini et alii, 1992



Tortoniano: Alternanze di argille e arenarie gradate, Flysch di Frosinone
Spessore minimo: 500 m

Serravalliano: calcari marnosi a *Cylindrites* e marne a orbulina
Spessore: 40 m
Langhiano p.p.: calcari finemente detritici Spessore: 40 m

Langhiano p.p.: calcari detritici a Briozoi e Litotamni Spessore: 40 m
Turoniano-Senoniano: calcari micritici nocciola e biancastri con frequenti resti e frammenti di Hippuriti, talora ruditici. Ambiente di soglia e retroscogliera
Spessore: 190 m

Cenomaniano: alternanze di micriti avana e nocciola, micriti laminate e ruditi verso l'alto passanti a calcari ricristallizzati biancastri con frammenti di Hippuriti. Ambiente di soglia e retroscogliera
Spessore: 280 m

Aptiano Albiano: prevalenti micriti avana e nocciola con rare intercalazioni di calcari granosostenuti , talora con inclusioni verdastre
Ambiente di piattaforma poco profonda ristretta
Spessore: 200 m

Hauteriviano Barremiano: prevalenti dolomie saccaroidi alternate a calcari micritici con rare intercalazioni di calcari granulosostenuti. Ambiente di piattaforma poco profonda ristretta
Spessore: 260 m

Berriasiano Valanginiano: calcari nocciola con intercalazioni di dolomia che verso l'alto passano a dolomie saccaroidi alternate a calcari dolomitici laminati (stromatolitici) con sempre più rare intercalazioni di micrite. Ambiente di piattaforma poco profonda ristretta Spessore: 260 m

Malm: prevalenti micriti avana e nocciola con intercalazioni di dolomie saccaroidi, piattaforma poco profonda ristretta
Spessore: 350 m

Dogger: nella parte bassa (Aaleniano) calcari oolitici talora dolomitici passano a calcari micritici, dolomie e calcari dolomitici nocciola scuro. Ambiente ad energia molto variabile da scogliera a piattaforma poco profonda ristretta
Spessore: 490 m

Pliensbachiano Toarciano: alternanze di calcari granulosostenuti e calcari più micritici spesso riccamente fossiliferi (Facies a Lithiotis), verso l'alto passanti a calcari micritici con intercalazioni di grainstone organogeni. Ambiente ad energia da bassa a media, riferibile ad una piattaforma poco profonda aperta
Spessore: 180 m
Hettangiano Sinemuriano: alternanze di calcari dolomitici granulosostenuti e dolomie saccaroidi; calcari con Palaeodasycladus sp.; con Thaumatoporella parvovesiculifera. Ambiente riferibile ad una piattaforma poco profonda ristretta
Spessore: 280 m

Trias superiore: calcari granulosostenuti in banchi e calcari micritici nocciola con Megalodon; dolomie saccaroidi bianco-grigie laminate e intensamente fratturate
Ambiente intertidale-subtidale lagunare
Spessore secondo i dati disponibili: 200 m

Figura 2.14

2.3 Dati dal Rilevamento

Nel corso del presente lavoro sono state esaminate nel dettaglio alcune aree dei Monti Lepini allo scopo di approfondire e puntualizzare le situazioni più complesse. Sono stati considerati il *klippen* di Monte Caccume, il retroscorrimento della Valle di Carpineto, la struttura di Colle Cantocchio. Nei prossimi paragrafi verranno illustrate singolarmente e saranno presentati i nuovi dati raccolti sul terreno nel tentativo di fare un quadro di sintesi sulla evoluzione pre, sin e post orogenica del settore lepino. Si aggiunge che restano comunque aperte molte questioni a causa delle complessità apportate dall'elevato grado di erosione e dallo smantellamento dovuto alla distensione.

Il tratto di sezione che verrà descritto nei paragrafi seguenti è quello riportato nella figura 2.34.

2.3.1 Monte Caccume

La geologia del Monte Caccume è stata descritta in modo estremamente dettagliato da Angelucci & Devoto (1966) che misero in evidenza la sovrapposizione di due unità strutturali e definirono il M.te Caccume (1095 m) e il rilievo adiacente di quota 890, come *klippen*. L'unità inferiore è una sinclinale ad asse NNW – SSE costituita dai termini della successione mesozoica dal Giurassico al Paleocene inferiore. I *klippen,* costituiti di rocce di età cretacea, sono sovrascorsi sulle Argille Varicolori (mioceniche secondo Angelucci & Devoto, 1966); non si segnala la presenza del Flysch tortoniano né delle Calcareniti a briozoi e litotamni, mentre la serie carbonatica risulta continua fino al Daniano (Paleocene). Figure 2.15 e 2.17

Il Monte Caccume si trova ad est della linea Carpineto-Montelanico, in un settore prossimo alla zona frontale della struttura lepina, e quindi complicato da una forte deformazione legata alle fasi compressive di strutturazione della dorsale stessa. Osservando la morfologia del monte (Figura 2.16) é molto evidente il piano di sovrascorrimento che, a circa 800 metri di quota, separa la parte basale a versanti poco acclivi, da quella superiore, caratterizzata da una maggiore ripidità dei versanti. Il Monte Caccume risulta compreso tra tre zone depresse: il Fosso di Monte Acuto lo limita a SSW, la Valle di Patrica a NNE e la Valle dell'Amaseno, (Bacino di S.Giuliano) ad ENE.

I termini più antichi della serie mesozoica affiorano nel settore nord orientale, in vicinanza della località di Patrica, hanno direzione prossima all' est ovest e immergono a SSW di circa 55°. si tratta di dolomie grigiastre saccaroidi in grosse bancate, lo spessore che si può ricavare dalla parte affiorante è di circa 400 metri (Angelucci *et alii*, 1966). I litotipi di età cretacea sono ben rappresentati in tutto il Monte Caccume e mostrano andamenti generalmente appenninici (N 300° 30°) con immersione che varia da SE a NE fino ad est nel settore della valle dell'Amaseno. Il limite tra Cretaceo inferiore e superiore si pone, come suggerito dagli Autori in corrispondenza del livello marnoso a Orbitolina (Patrica, Fosso Monte Acuto e Sorgente di Trevi); il Cretaceo inferiore affiora nell'area nord orientale, ed al nucleo dell'anticlinale frontale. Il Cretaceo superiore affiora in molte delle aree contigue a Monte Caccume ed è rappresentato da calcari ben

stratificati, di colore dal bianco al nocciola, che mostrano (anche in sezione sottile, vedi campioni in appendice MCCC1 MCCC2 MCCC3) evidenti tracce di dolomitizzazione secondaria. Anche la cima del Monte Caccume è costituita da litotipi riferibili al Cretaceo superiore, in particolare di età cenomaniana, caratterizzati da biozone a *Sellialveolina vialli* Colal. e a *Cisalveolina lehneri* Reich (Angelucci *et alii*, 1966). Gli Autori sottolineano la difficoltà di calcolare lo spessore del Cretaceo superiore a causa delle numerose faglie distensive che lo disarticolano. Lo spessore che generalmente viene attribuito a tale formazione è di 800 metri.

Si noti infine, che in questa zona la serie di piattaforma presenta una meno estesa la lacuna paleogenica. Infatti, a contatto con i banchi a Rudiste del Cretaceo superiore compaiono calcari ascrivibili al Daniano (Angelucci *et alii*, 1966).

In queste aree dei Monti Lepini non affiorano i termini miocenici carbonatici, marnosi e silicoclastici che in genere indicano il passaggio del settore dai domini di avampaese ai domini di catena. A contatto con la serie carbonatica si hanno invece le Argille Varicolori. Si tratta delle stesse facies affioranti diffusamente al fronte della struttura lepina, in Valle Latina, nonché nella Valle di Carpineto. In questo settore i le argille si trovano a diretto contatto con la successione mesozoica, e testimoniano una ulteriore complessità nell'evoluzione compressiva dell'area in esame.

Si può supporre che il sovrascorrimento di Monte Caccume sia successivo, anche se di poco, alla fase principale del sovrascorrimento della dorsale lepina sul Flysch della Valle Latina e, con grande probabilità, legato alla formazione delle importanti strutture retrovergenti di questo settore. In questo senso la messa in posto delle Argille Varicolori, su un dominio che probabilmente si trovava già in una posizione rilevata rispetto ai settori adiacenti può essere coerente con una età post-serravalliano e comunque precedente al momento del sovrascorrimento frontale a convalida dell'ipotesi di due distinti arrivi di tali depositi, come suggerito nei precedenti paragrafi.

Questa considerazione si rivela immediatamente molto importante se si considera l'assenza nell'Appennino laziale di testimonianze dell'evento serravalliano, o meglio del momento del coinvolgimento nel prisma d'accrezione della avanfossa burdigaliana. È assai probabile che depositi riferibili al momento della flessurazione dell'avampaese serravalliano si trovino attualmente in settori piuttosto interni alle dorsali carbonatiche in quanto il cuneo clastico di età burdigaliana ha subito una forte traslazione verticale ed è stato successivamente eroso. In accordo con i recenti studi di Cosentino *et alii* (2000) che hanno datato le Marne a Orbulina di Carpineto Romano al Serravalliano superiore.

Si propongono 4 eventi principali:

1) Flessurazione dell'avampaese serravalliano (Marne a Orbulina) nel Serravalliano

2) Rideposizione come arrivi gravitativi delle Argille Varicolori in due momenti principali post- Serravalliano

3) Sovrascorrimento principale dei Lepini sul flysch della Valle Latina nel Messiniano inferiore

4) Attivazione dei retroscorrimenti.

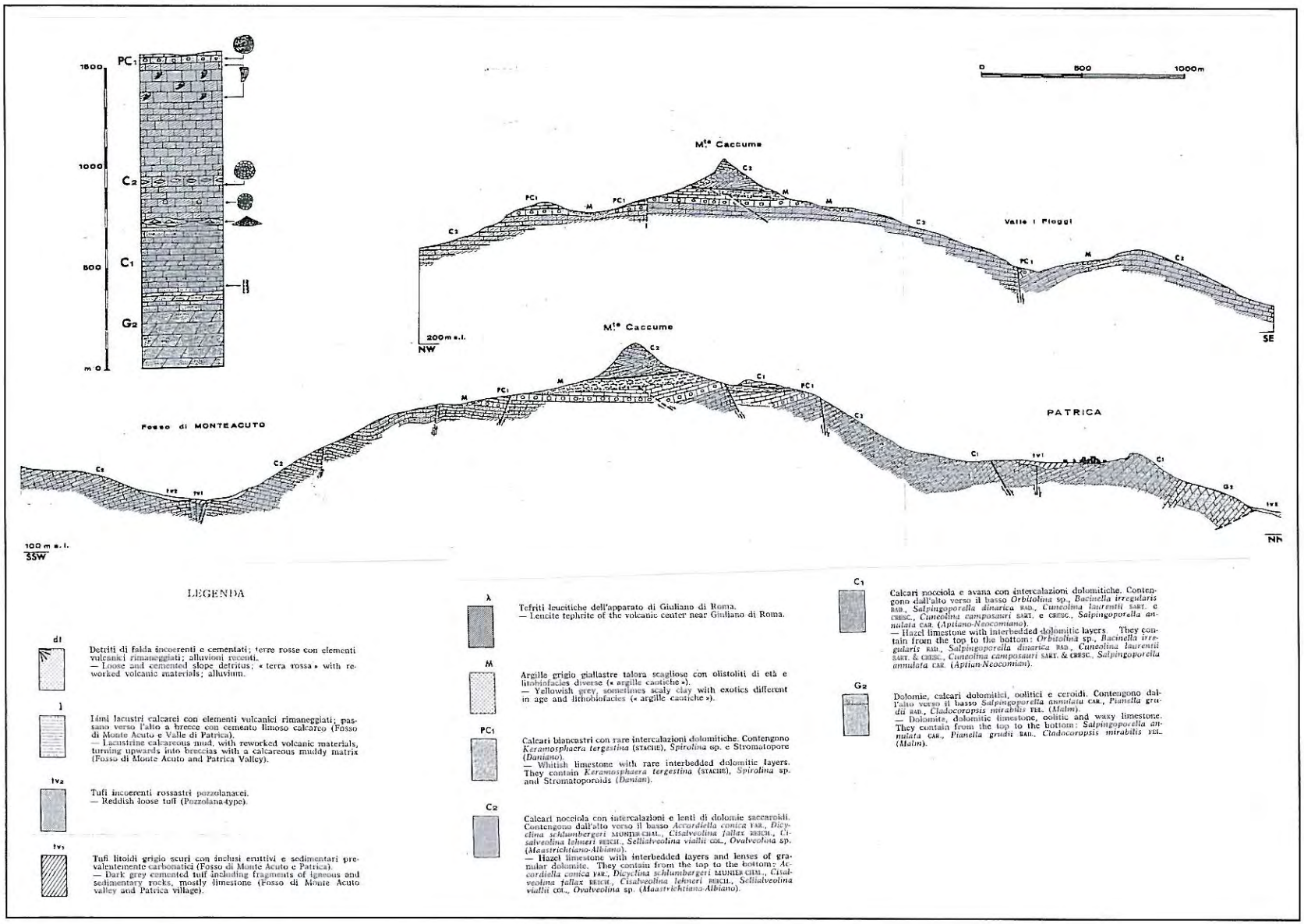


Figura 2.15: Sezioni geologiche del M.te Caccume, da Angelucci & Devoto (1966).

Figura 2.16: Foto panoramica del M.te Caccume alla base del quale si intuisce la presenza del piano di sovrascorrimento.

Figura 2.17: Contatto tettonico tra i calcari che costituiscono il M.te Caccume e le Argille Varicolori visibile sul versante meridionale e alla base del monte

2.3.2 *Linea Carpineto Montelanico*

La dorsale lepina risulta divisa da una linea tettonica a direzione appenninica ed immergente a NE, particolarmente importante sia per le sue caratteristiche geometriche che per il suo significato cinematico. Si tratta della linea Carpineto Montelanico nota in letteratura dagli anni '60 come finestra tettonica di Carpineto, (Accordi 1964), ed attualmente interpretata come piano di retroscorrimento (Parotto & Tallini, 2000). (Figure 2.18 e 2.19)

La linea Carpineto-Montelanico è la più rilevante macrostruttura posta all'interno della dorsale e al tetto del sovrascorrimento frontale della struttura lepina. Essa sovrappone i calcari cenomaniani a *Cisalveolina fallax* REICHEL al Miocene superiore in facies terrigena. Quest'ultimo ha alla base le calcareniti organogene di rampa carbonatica, a loro volta poggianti sui calcari paleocenici o senoniani.

I settori a letto del retroscorrimento presentano una geometria monoclinalica ed immergono verso NE. I settori nord orientali hanno geometrie più complesse influenzate dal sovrascorrimento frontale principale e dai sovrascorrimenti minori ad esso associati. La struttura retrovergente ha una continuità di circa 20 km: da Segni a Roccagorga. I rigetti segnalati sono di circa 700 m e l'angolo di *cut off* dell'unita di letto e di tetto, di circa 20° (Parotto & Tallini, 2000). Altri Autori (Angelucci *et alii*, 1966) indicano una concordanza tra la stratificazione e il piano tettonico nei diversi settori di affioramento. Nel corso del presente lavoro sono stati osservati angoli variabili da pochi gradi per l'unità di tetto, a 25° nell'unità di letto.

Al piano principale di retroscorrimento si accompagnano verso est piani inversi secondari. Un elemento molto comune nelle aree al tetto del retroscorrimento sono le faglie dirette ad andamento appenninico, pendenti intorno ai 60°.

Il piano di retroscorrimento ha direzione appenninica, N 340°, ed immerge a NE di 37°. Questa geometria è evidente in un affioramento posto immediatamente all'uscita dell'abitato di Carpineto (Figure 2.22 e 2.23). Ivi si osservano strie dip con pitch 105°, la direzione delle rocce affioranti è N 310° 20° (campioni CRP11 CRP1T). Lo stesso piano si osserva in località Occhio di Bue dove mette a contatto rocce dell' Albiano - Cenomaniano (campioni CRP2 e CRP3) con la formazione alloctona a sua volta in contatto con le marne ad Orbulina. In questo stesso luogo è stata osservata una sinclinale (Figura 2.24) posta a tergo e a tetto del retroscorrimento

A sud di Montelanico, tra la località Le Cerceda e Carpineto, il retroscorrimento mette a contatto litotipi del Cretaceo inferiore a tetto con rocce del Cretaceo superiore a letto (campioni MNL probabile Senoniano) mentre in alcuni casi, a letto del retroscorrimento, sono presenti le Argille Varicolori (Figura 2.21). Nelle aree prossime a Occhio di Bue, i calcari cretacei del Cenomaniano sono tettonicamente sovrapposti ai calcari paleocenici o senoniani: il sovrascorrimento è marcato da modesti spessori di materiale cataclasico dolomitizzato (Figura 2.20). Nei settori meridionali, presso Monte della Difesa, sono a contatto rocce della medesima età, Cretaceo inferiore.

Recenti studi, (Cosentino *et alii*, 2000), evidenziano la presenza al letto del retroscorrimento di una successione tipica degli stadi di flessurazione dell'avampaese. L'età proposta é tardo Serravalliana (Cosentino *et alii*, 2000), correlabile con quella dei depositi conglomeratici di bacino di *piggy back* rinvenuti sui Monti di Spoleto dagli stessi Autori e testimonia la presenza della fase serravalliana in questo settore dell'Appennino centrale. Quanto esposto ha conseguenze sulle possibili interpretazioni dell'evoluzione delle aree più occidentali della catena appenninica dove si sovrappongono diverse fasi dell'evoluzione compressiva del prisma di accrezione e la deformazione associata alla tettonica estensionale. Nel caso specifico l'individuazione di un deposito di tipo *piggy-back* di età serravalliana in diversi settori della catena può lasciar supporre una fase di raccorciamento della stessa età quando alcune aree erano già inglobate nel prisma ed avevano ad est un bacino di avanfossa di cui oggi non si ha traccia in Appennino.

Nella zona di Carpineto il retroscorrimento di Carpineto Montelanico sovrappone i carbonati di età cretacea sui litotipi di età terziaria o sulle Argille Varicolori risedimentate, e, nel settore prossimo a Montelanico, su alcuni conglomerati di età discussa, (tortoniani secondo Alberti, 1975). A letto della linea tettonica, nell'area a sud di Carpineto affiorano estesi lembi di Argille Varicolori, a loro volta poggianti sulle marne serravalliane. Da ciò, e da quanto già esposto sui momenti di risedimentazione delle Argille Varicolori, si suppone che il sovrascorrimento sia stato attivo almeno fino al Tortoniano superiore ed abbia interessato i già discussi depositi riferibili alla catena burdigaliana obliterandoli in parte e cambiandone le geometrie. In questa sede si suggerisce una attività successiva o contemporanea alla migrazione verso est sui Flysch Tortoniani della Valle Latina (Flysch di Frosinone).

1 Le misure utilizzate in questa tesi sono espresse secondo la regola dell'Azimut misurato con immersione a destra.

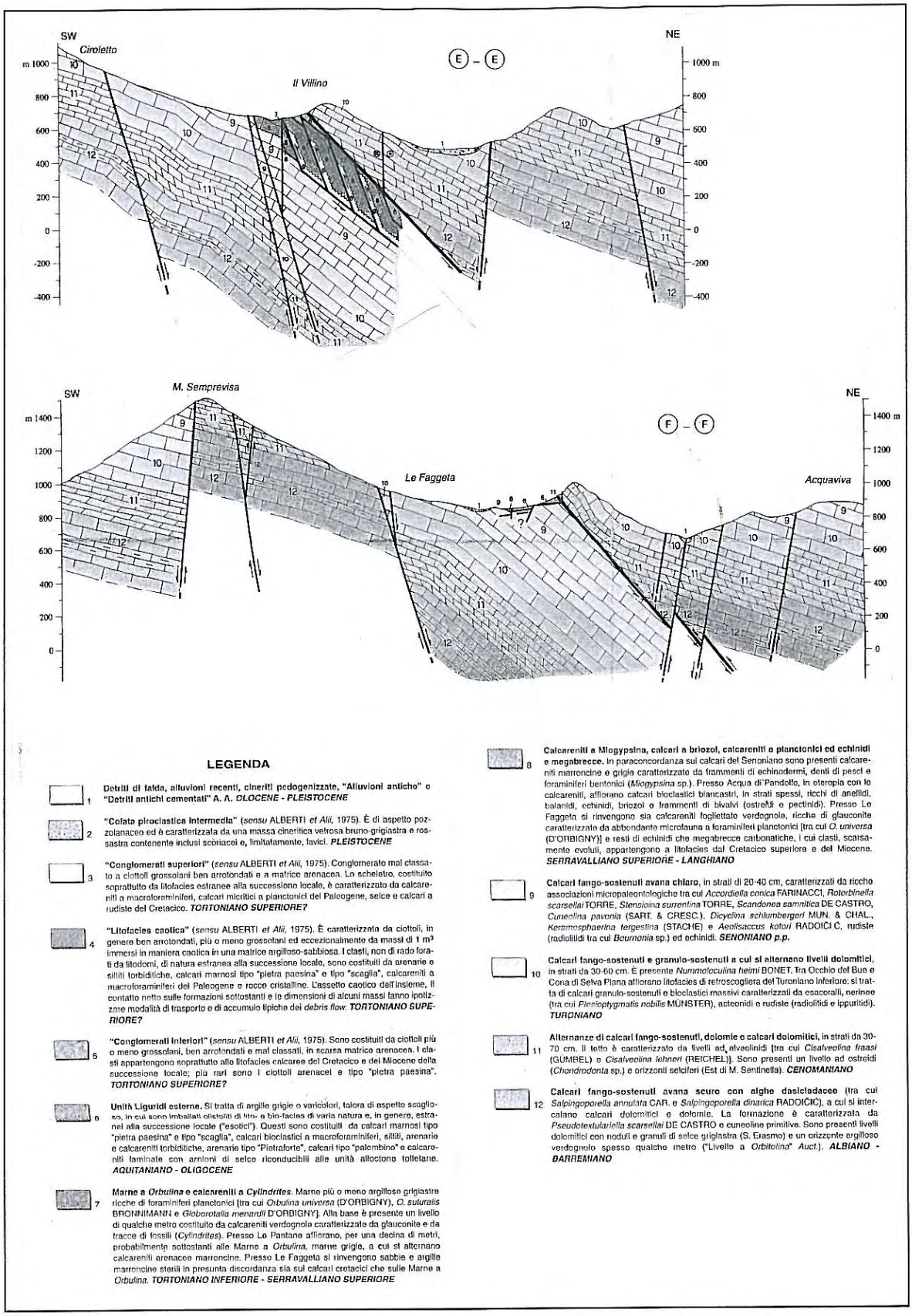


Figura 2.18: Sezioni geologiche del retroscorrimento Carpineto Montelanico, da Parotto & Tallini, (2000)

Figura 2.19: Retroscorrimento Carpineto Montelanico come si vede nella valle a tergo della località Occhio di Bue. A tetto del piano sono presenti le rocce del Cenomaniano e a letto le Argille alloctone.

Figura 2.20: Particolare del retroscorrimento di Montelanico, fotografato in località Occhio di Bue, in cui si può notare la cataclasite all'interno dei calcari cretacei che costituiscono il tetto del retroscorrimento.

Figura 2.21: Contatto tettonico, visibile nella località Cerceda, tra i calcari cretacei e le Argille Varicolori

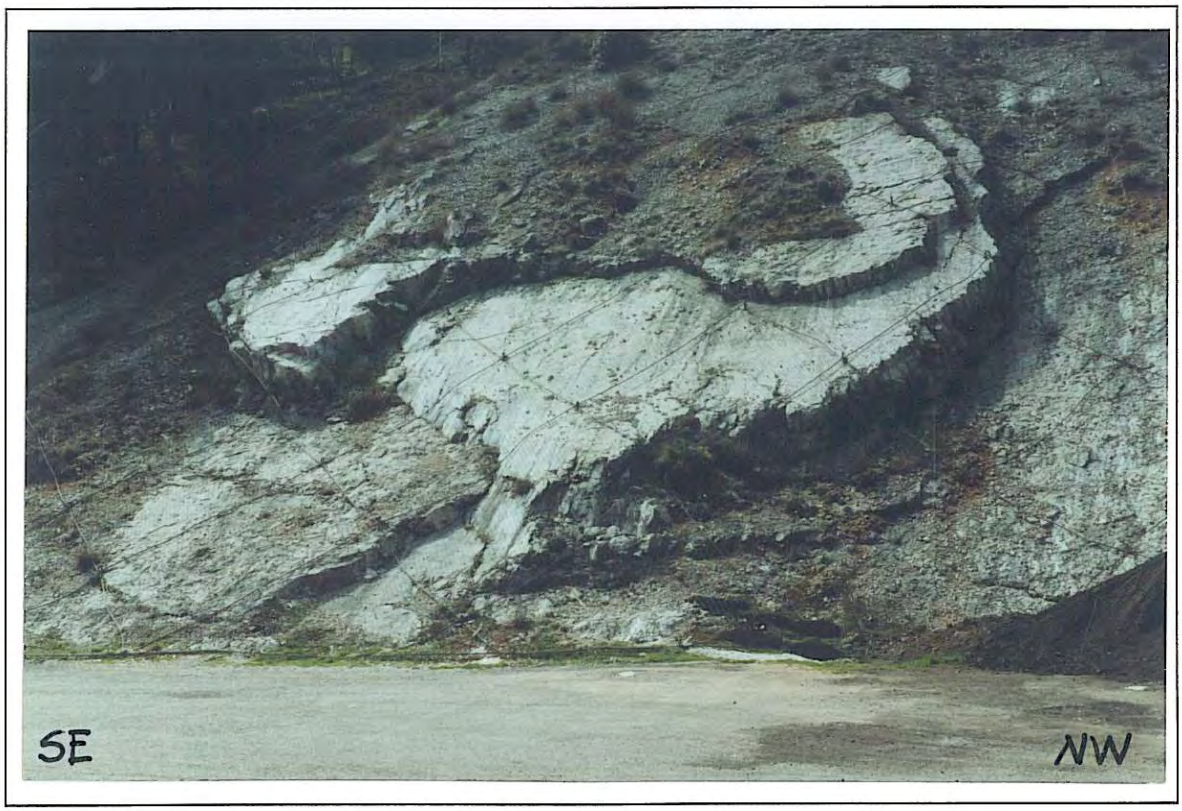


Figura 2.22: Piano inverso con direzione N 340° 37°, visibile all'uscita meridionale del paese di Carpineto Romano e all'interno delle formazioni cretacee, riferibile al retroscorrimento di Carpineto Montelanico

Figura 2.23: Particolare della foto precedente in cui sono evidenti le strie dip del piano di faglia

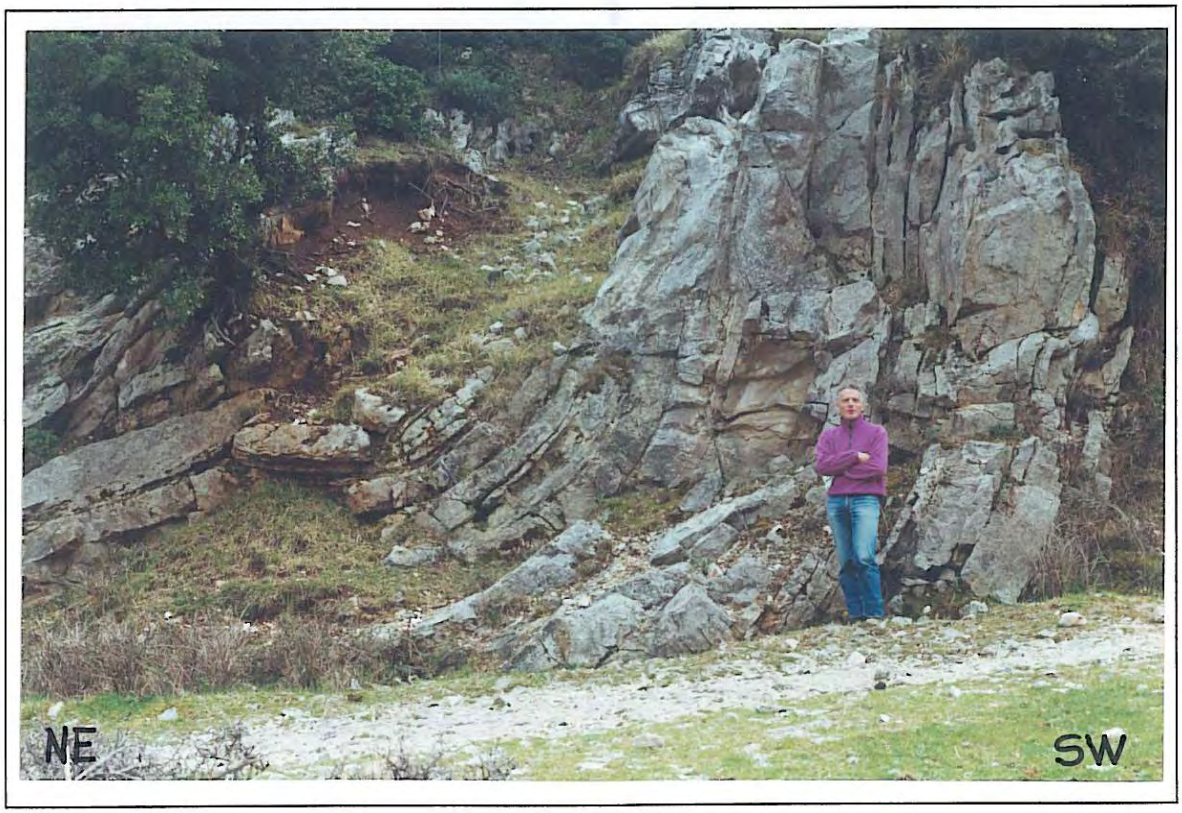


Figura 2.24: Piega sinclinale che interessa le rocce del Cretacico (Cenomaniano) posta alle spalle e a tetto del retroscorrimento (località Occhio di Bue).